

Die Pyroxene tertiärer Vulkanite des Vogelsberges

Der Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg

zur

Erlangung des Doktorgrades

vorgelegt

von

Gerd Schorer

aus

Nordhausen/Harz

1969

VEB Gustav Fischer Verlag Jena

1970

1971 229

Als Dissertation genehmigt
von der Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Erlangen-Nürnberg



Tag der mündlichen Prüfung:	26. 11. 1969
Dekan:	Prof. Dr. F. Tichy
Erstberichterstatter:	Prof. Dr. Th. Ernst
Zweitberichterstatter:	Doz. Dr. W. M. Bausch
Sonderdruck aus:	Chemie der Erde Band 29, Heft 2, 1970

Die Pyroxene tertiärer Vulkanite des Vogelsberges

Von Gerd Schorer, Erlangen

Mit 24 Abbildungen

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung - Summary	70
1. Einleitung	71
2. Petrographische Untersuchungen an Vogelsberg-Vulkaniten	72
2.1. Überblick über den bisherigen Stand	72
2.2. Das Untersuchungsmaterial	73
2.3. Der Vogelsberg als „gemischte vulkanische Provinz“	75
2.4. Die tholeiitischen Gesteine	79
2.5. Die alkalibasaltischen Gesteine	83
3. Die Pyroxene der tholeiitischen Vogelsberg-Vulkanite	90
3.1. Augite und Pigeonite	90
3.2. Die Orthopyroxene	98
3.3. Die Vorgänge der Pyroxenkristallisation	100
4. Die Pyroxene der alkalibasaltischen Vogelsberg-Vulkanite	101
4.1. Überblick	101
4.2. Die Entwicklung der Grundmasse-Pyroxene	109
4.3. Einsprenglinge und „Rieseneinsprenglinge“	111
4.4. Die Orthopyroxene und ihre Reaktionsprodukte	117
4.5. Die Vorgänge der Pyroxenkristallisation	121
5. Zusammenfassender Vergleich und Folgerungen	123
5.1. Vergleich der Pyroxene beider Gesteinsserien des Vogelsberges	123
5.2. Ursachen der unterschiedlichen Pyroxenentwicklung	125
5.3. Vergleich mit anderen Vorkommen und experimentellen Untersuchungen	126
6. Anhang: Untersuchungsmethoden	132
7. Literatur	135

Zusammenfassung

Mit der Mikrosonde und mikroskopisch wurden die Pyroxene basaltischer Vulkanite des Vogelsberges (Hessen) untersucht. Besonderer Nachdruck wurde dabei gelegt auf die Herausarbeitung des Zonarbaus und der Unterschiede zwischen den verschiedenen Pyroxenphasen, die jeweils innerhalb der einzelnen Proben auftreten. Dadurch sollte der Versuch gemacht werden, den Entwicklungsgang der Pyroxenkristallisation an einzelnen Gesteinen zu ermitteln. Erst danach wurden die Ergebnisse der verschiedenen Proben verglichen.

Im Vogelsberg liegt eine „gemischte Eruptivgesteinsprovinz“ vor, d. h. es treten Gesteine der beiden nicht-orogenen Magmenserien auf, nämlich nebeneinander tholeiitische und alkalibasaltische Gesteine. Die Tholeiite bilden eine relativ einheitliche Gruppe von Ergüssen (z. B. den Maintrapp) und Gängen (Quarz-doleriten). Die alkalibasaltischen Gesteine dagegen zeigen in Chemismus, Mineralbestand und Struktur eine starke Variation: In diese Magmenserie gehören viele der Schottlerschen „Trappe“ und Basalte, Basanite, Nephelinite (+ Leuzitite) und Nephelin-(Leuzit-)Dolerite; selten sind Trachyte bis Phonolithe, die hier nicht behandelt wurden.

Bei den tholeiitischen Gesteinen ist zuerst, zum Teil schon intratellurisch, Orthopyroxen (Fs 15—40) kristallisiert; er fehlt in manchen Gesteinen allerdings völlig. Danach wurden Pigeonit (Ca 7 Mg 68 Fe 25 bis Ca 13 Mg 46 Fe 41; 0,4—0,8 % Al_2O_3 ; 0,2—0,9 % TiO_2) und Augit (Ca 40 Mg 47 Fe 13 bis etwa Ca 30 Mg 35 Fe 35; 0,6—2,5 % Al_2O_3 ; 0,3—1,6 % TiO_2) mit breiter Mischungslücke im Gleichgewicht miteinander ausgeschieden. Ihre Entwicklung zeigt bemerkenswerte Ähnlichkeit zu Pyroxenen tholeiitischer Intrusivgesteinskomplexe. Vorgänge im Subsolidusbereich sind allerdings mikroskopisch nur bei Pigeoniten der langsam abgekühlten Quarz-dolerite zu beobachten (Entmischungslamellen; ausnahmsweise „inverted pigeonite“).

Bei den alkalibasaltischen Gesteinen fehlen Pigeonite völlig. Die ab und zu auftretenden Orthopyroxene (Fs 8—18) mit Reaktionsrändern stammen in den eindeutigen Fällen immer aus Olivinknollen- oder anderem Fremdgesteinsmaterial. Die Augite sind alle im Pyroxen-trapez reicher an Ca als die tholeiitischen Augite, außerdem sind sie meist (z. T. erheblich) Al- und Ti-reicher (1—15 % Al_2O_3 ; 0,25—7 % TiO_2). Man kann folgende Entwicklungsstadien unterscheiden: Für die mehrere Zentimeter großen Augit-„Rieseneinsprenglinge“ wird wegen ihrer im Vergleich zur Grundmasse höheren Anteile der Komponente $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ und der niedrigeren Anteile an $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ Kristallisation unter Hochdruckbedingungen angenommen. Ebenfalls noch unter intratellurischen Bedingungen, wenn auch sicher bei schon niedrigerem Druck, wurden die Kerne normaler Augiteinsprenglinge ausgeschieden. Die Randzonen der Einsprenglinge und die kleinen Grundmasse-Pyroxene sind Titanaugite, die unter Oberflächenbedingungen (effusiv oder subeffusiv) kristallisiert sind. Sie sind Ti-, Ca- und Fe-reicher, Si- und Mg-ärmer als die Einsprenglingsphasen. Neben diesem Entwicklungsverlauf bei abnehmendem Druck kann man gelegentlich eine Differentiationsentwicklung unter Oberflächenbedingungen beobachten, z. B. bei schlierenartigen Doleriten, die wesentlich Fe-reichere Augite enthalten als die „Muttergesteine“, von deren Magma sie als Restschmelzen abgespalten wurden.

An den alkalibasaltischen Gesteinen kann man noch die Phasen finden, die durch Absaigerungsvorgänge zur Fraktionierung beim Magmenaufstieg beigetragen haben können: die Augit-Rieseneinsprenglinge und die Kerne normaler Augiteinsprenglinge zusammen mit Olivinen. Die tholeiitischen Gesteine sind dagegen fast immer nicht-porphyrisch ausgebildet, so daß man keine „Hochdruckvorgeschichte“ rekonstruieren kann; Ausnahmen sind seltene Orthopyroxeneinsprenglinge.

Si-, Al- und Ti-Einbau in die Augite werden bestimmt durch die Al/Si- und Al/Ti-Verhältnisse der Schmelze zum Zeitpunkt der Augitkristallisation. Von großem Einfluß ist daher die Kristallisationsfolge. Beispielsweise wird bei frühzeitiger Plagioklasauscheidung das Al/Si-Verhältnis der Schmelze schnell herabgesetzt, und die danach kristallisierenden Augite können nur relativ wenig Al einbauen. Deshalb enthalten die tholeiitischen Augite weniger Al als die alkalibasaltischen, die schon vor den Plagioklasen kristallisieren. Dieses Verhalten äußert sich besonders auch am Zonarbau: Bei den tholeiitischen Augiten und den Titanaugiten der Nephelindolerite, wo die Hauptmasse der Feldspäte und Nephelin vor oder gleichzeitig mit den Augiten gebildet wird, beobachtet man eine Al-Abnahme zum Rand der Augitkörner hin; bei der Hauptmasse der Alkalibasalte, deren helle Gemengteile erst nach den Augiten kristallisieren, nimmt Al zum Rand der Augitkörner hin zu. Ti steigt oder fällt in allen Fällen zusammen mit Al, Si verhält sich gegenläufig. Das Fe/Mg-Verhältnis zeigt überall unabhängig davon den normalen Anstieg zum Rand hin.

Summary

The pyroxenes of tertiary basaltic volcanics of the Vogelsberg area (Hessen, West Germany) were studied optically and by electron microprobe, especially their zoning and the differences between the pyroxene phases in each rock sample.

The Vogelsberg volcanic area is a „mixed petrographic province“, because there are rocks of both nonorogenic magmatic series — the tholeiitic and the alkalibasaltic series. The tholeiitic rocks form a relatively uniform group, for example the „Maintrapp“ lavas and quartz dolerite dikes. The alkalibasaltic rocks on the other hand show in chemistry, mineral composition, and structure a great variation: There are basalts, basanites, nephelinites (and leucites), nepheline (leucite) dolerites, and many of the more acid rocks, which in this area formerly were called „traps“ and today should be termed alkali olivine basalts to hawaiites; rare are trachytes to phonolites which will not be investigated here.

In the tholeiitic rocks the first crystallizing pyroxene is an orthopyroxene (Fs 15–40); it is absent in some rocks. After this follow augite (Ca 40 Mg 47 Fe 13 bis etwa Ca 30 Mg 35 Fe 35; 0,6–2,5 % Al_2O_3 ; 0,3–1,6 % TiO_2) and pigeonite (Ca 7 Mg 68 Fe 25 bis Ca 13 Mg 46 Fe 41; 0,4–0,8 % Al_2O_3 ; 0,2–0,9 % TiO_2). They crystallize simultaneously (in equilibrium) with an extensive miscibility gap. There is great similarity to the pyroxene development in tholeiitic intrusives, but subsolidus reactions are only found in pigeonites of the slowly cooled quartz dolerites (lamellar unmixing; only exceptionally „inverted pigeonite“).

In alkalibasaltic rocks pigeonite is always absent, and the rarely occurring orthopyroxenes (Fs 8–18) with reaction rims are phases of olivine nodules or other xenolithic material. The augites contain more Ca, Al, and Ti (1–15 % Al_2O_3 ; 0,25–7 % TiO_2) than the tholeiitic augites. The composition of augites in alkalibasalts shows a characteristic trend from high to low pressure crystallization. High pressure phases are augite megacrysts with large amounts of the component $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ and very small TiO_2 values. The cores of the normal augite phenocrysts have also formed under intratelluric conditions, but at lower pressure than the megacrysts. Rims of the phenocrysts and the smaller groundmass pyroxenes are titanaugites having crystallized at or near the surface. They are richer in Ti, Ca, and Fe, poorer in Si and Mg than the phenocryst phases. Besides this development at decreasing pressure some rocks show a differentiation at surface conditions. Examples of this type are dolerites which contain much Fe-rich augites than the „mother rocks“ from which they were separated as residual liquids.

Augite megacrysts and cores of normal augite phenocrysts together with olivines may have acted as fractionating phases by gravitative settling during the ascend of the alkalibasaltic magmas. The tholeiitic rocks in contrast are non-porphyrific, therefore it is not possible to reconstruct their „high pressure history“.

The Al-, Ti-, and Si-contents of the melt at the time of augite crystallization determine the contents of these elements in the augites. Therefore the order of crystallization has a great influence on pyroxene composition: If plagioclases crystallize prior to the augites, the Al/Si relation in the melt decreases rapidly, and the augite will incorporate relatively low amounts of Al. Consequently the tholeiitic augites contain less Al than the alkalibasaltic augites which crystallize before the plagioclases. This effect also strongly influences the zoning of augite: If the pyroxene forms after or at the same time with the feldspars $\pm$ nepheline (e.g. in nepheline dolerites and in the tholeiites), the Al content in augite decreases from the middle to the rim of the crystals; in the contrary case Al increases to the rim (in most alkalibasaltic rocks where the augites and olivine crystallize as the first phases). Ti shows always the same behaviour as Al, and Si decreases when Al and Ti increase. The Fe/Mg relation always increases from the core to the rim.

1. Einleitung

Die Mineralgruppe der Pyroxene nimmt bei der Diskussion der Entstehung und Kristallisation basaltischer Gesteine und der damit zusammenhängenden Fragen des Erdmantelaufbaus und des Vulkanismus eine wichtige Stellung ein.

Der Grund dafür ist die starke Abhängigkeit der Pyroxenzusammensetzung von der Zusammensetzung der Schmelzen sowie von Bildungstemperatur und -druck (d.h. dem während der Kristallisation durchlaufenen p-T-x-Intervall). Trotz zahlreicher Arbeiten, besonders auch der experimentellen Petrologie, konnten die Gründe für das Verhalten der Pyroxene in Eruptivgesteinen und die Folgerungen, die sich daraus für die Genese dieser Gesteine ergeben, bis heute noch nicht restlos geklärt werden (vgl. die Zusammenfassungen von Kuno 1966 und Brown 1967). Die vorliegende Untersuchung soll die Variation dieser Mineralgruppe, nämlich der Augite und Titanaugite, Pigeonite und Orthopyroxene, in einem eng begrenzten Gebiet des tertiären Vulkanismus Mitteleuropas zeigen und ihre Bedeutung darstellen.

Aus den ersten Untersuchungen in einem Teilbereich (Ernst u. Schorer 1969) hat sich ergeben, daß das tertiäre Vulkangebiet des Vogelsberges in Hessen für solche Studien sehr geeignet ist. Voraussetzung ist allerdings eine wenigstens übersichtsmäßige petrographische Bearbeitung der Gesteine, denn eine moderne „Petrographie der Vogelsberg-Vulkanite“ fehlt bisher völlig. Der erste Teil dieser Arbeit muß sich daher der Frage der Gesteinsgliederung des Vogelsbergvulkanismus widmen.

2. Petrographische Untersuchungen an Vogelsberg-Vulkaniten

2.1. Überblick über den bisherigen Stand

Die regionalgeologische Untersuchung des Vogelsberggebiets durch die Hessische Geologische Landesanstalt, vor allem durch W. Schottler und O. Diehl in den Jahren von etwa 1900 bis 1940, hat neben der bis heute unvollständig gebliebenen Kartierung eine ausführliche Beschreibung und Gliederung der Vulkanite gebracht (Schottler 1937). Die sehr ins einzelne gehende Gesteinseinteilung Schottlers entspricht jedoch nicht mehr den heutigen Erkenntnissen. Neuere Untersuchungen wurden bisher nur an wenigen Einzelvorkommen durchgeführt (Tilley 1958, Blaschke 1965a, b). Die Diskussion einer modernen Systematik ist daher hier erforderlich. Auf eine umfangreiche Beschreibung der Gesteine kann dabei verzichtet werden, denn es finden sich viele Angaben in den Erläuterungen zu den Geologischen Karten 1:25 000 von Hessen (W. Schottler, O. Diehl), in vielen Arbeiten im Notizblatt und den Abhandlungen der Hessischen Geologischen Landesanstalt (z.B. Schottler 1908, 1931a, 1937; Diehl 1924, 1925, 1926, 1937, 1938) und an anderen Stellen (z.B. Pfisterer 1916).

Seit langem ist bekannt, daß im Vogelsberg basische Gesteine, und zwar Basalte, Basanite und Nephelinite weit überwiegen. Schottler hat drei Hauptgruppen unterschieden: Trappe (= „saure Basalte“), mittelsaure Basalte und basische Basalte (mit Basaniten und Nepheliniten); manchmal hat er allerdings die „mittelsauren Basalte“ auf die beiden anderen aufgeteilt. Jede dieser Gruppen unterteilte er in viele Untergruppen, hauptsächlich auf Grund der Ausbildungsweise im Dünnschliff. Eine moderne Ein-

teilung muß die lokalen Bezeichnungen vermeiden und sich an die international gebräuchliche Nomenklatur halten. Dabei erhebt sich bei Basalten immer die Frage nach der Gruppierung Alkali-Olivinbasalt — tholeiitischer Basalt. Sie wurde an den Vogelsberg-Vulkaniten erstmals von Lehmann u. Flörke (1950) behandelt; jedoch kann die Einteilung dieser Autoren — wie unten gezeigt werden soll — keinesfalls beibehalten werden. Da diese Frage nicht nur nomenklatorische Bedeutung hat, sondern eine petrogenetische Problemstellung einschließt, wurde sie für den Vogelsberg von Ernst u. Schorer (1969) erneut aufgeworfen. Die Diskussion soll jetzt weitergeführt werden.

2.2. Das Untersuchungsmaterial

Untersucht wurden Gesteinsproben aus Aufschlüssen des gesamten Vogelsberggebietes. Ein Teil der Proben war schon im Mineralogischen Institut der Universität Erlangen vorhanden; Herrn Prof. Dr. Th. Ernst möchte ich für die Überlassung des Materials danken. Eine große Zahl weiterer Proben wurde während dieser Arbeit gesammelt, und sehr wertvoll sind Aufsammlungen, die uns von Herrn Dr. E. Schenk (Hungen) und Herrn Dr. L. Sacher (Nellingen) dankenswerterweise zur Verfügung gestellt wurden.

Insgesamt wurden Dünnschliffe von etwa 300 Proben untersucht. Die wichtigsten davon sind in Tabelle 1 zusammengestellt. Für die Untersuchung der Pyroxene mit der Mikrosonde konnte natürlich nur ein kleiner Teil ausgewählt werden, aber die getroffene Auswahl ist ziemlich repräsentativ für die Vogelsberg-Vulkanite.

Tabelle 1

Fundortangaben einer Auswahl der untersuchten Proben

Die Lage auf der topographischen Karte 1:25 000 (TK 25) von Hessen wurde mit den ungefähren Koordinaten (Kurzform) angegeben. Im Text wird manchmal nur die Probennummer, manchmal zusätzlich eine Kurzbezeichnung des Fundorts genannt.

Stbr. = Steinbruch, oft handelt es sich um seit langem aufgelassene Brüche.

Probe Nr.	Fundort	Blatt der TK 25	Koordinaten	
			R	H
34 d	Burg Ronneburg	5720 Büdingen		
40	Hinterer Linnengrund SE Ostheim	5719 Altenstadt		
46	Steinkopf im Marköbler Wald	5720 Büdingen		
50—52	Stbr. Taubenrain W Hüttengesäß	5720 Büdingen		
56—57	Stbr. Schwarzhaupt bei Hüttengesäß	5720 Büdingen		
63, 65	Stbr. am Mühlberg bei Marköbel	5719 Altenstadt		
70	Schurf NE Rüdigheim	5719 Altenstadt		
274	Scheelberg NW Oberissigheim	5719 Altenstadt		
969—971	Stbr. (MHI) Dietesheim bei Hanau	5819 Hanau	91400	53400
972	Stbr. bei Dietesheim bei Hanau	5819 Hanau	91800	53700
973—974	Stbr. (Krebs) Dietesheim bei Hanau	5819 Hanau	90800	53300
975—976	Stbr. (Kaiser) bei Wilhelmsbad	5819 Hanau	91450	57400

Tabelle 1 (Fortsetzung)

Probe Nr.	Fundort	Blatt der TK 25	Koordinaten	
			R	H
982	Burg Ronneburg	5720 Büdingen		
983	Eckmannshain bei Ulrichstein	5421 Ulrichstein		
994	NE Langenselbold bei Hanau	5820 Langenselbold		
1278	Himbach, „Auf der Buschhecke“	5720 Büdingen	00560	70100
1279	Stbr. (Mohr) SE Düdelsheim	5720 Büdingen	03400	72060
1280—1281	Stbr. (Kaiser) SE Düdelsheim	5720 Büdingen	03100	71950
1282—1283	Stbr. (Bub) N Calbach	5720 Büdingen	03600	71800
1287—1288	Stbr. (Hahn) ENE Mittelgründau	5720 Büdingen	05400	66700
1289	Stbr. NW Altwiedermus	5720 Büdingen	02700	67150
1292	Marköbler Wald bei Hüttengesäß	5720 Büdingen	01450	64440
1294, 1295	Stbr. bei Langenbergheim	5720 Büdingen	00900	66100
1299	E Rüdigheim	5719 Altenstadt	99400	63250
1366	Stbr. (Engel) bei Kloster Arnsburg	5418 Gießen	85140	96480
1369	Stbr. Galgenberg	5418 Gießen	80180	97820
1370	Stbr. Schiffenberg bei Gießen	5418 Gießen	80640	01750
1371	Stbr. bei Ettingshausen	5419 Laubach	92300	02340
1374	Stbr. (Nickel) Oberwiddersheim	5519 Hungen	95700	88200
1691	Stbr. Schiffenberg bei Gießen	5418 Gießen	80650	01800
1889	Stbr. (MHI) Dietesheim bei Hanau	5819 Hanau	91400	53400
1914—1915	Stbr. Gonterskirchen	5420 Schotten	01850	98450
2386—2389	Stbr. Gaulsberg bei Ortenberg	5620 Ortenberg	04100	80700
2390—2392	Stbr. Altenberg bei Lauterbach	5322 Lauterbach	26900	12000
2396	Stbr. Gonterskirchen	5420 Schotten	01850	98450
2397	Eckmannshain bei Ulrichstein	5421 Ulrichstein	13800	05700
2400	Stbr. Vogelkopf bei Breitenborn	5721 Gelnhausen	14800	69700
2401	Stbr. Gallberg bei Herbstein	5422 Herbstein	24200	02000
2402—2404	Stbr. im Düdelsheimer Wald	5720 Büdingen	03600	72200
2408	Stbr. (Nickel) Oberwiddersheim	5519 Hungen	95700	88200
2416	Stbr. Schiffenberg bei Gießen	5418 Gießen	80650	01800
3505	Eisenkaute bei Herchenhain	5521 Gernern	18680	93950
3509	Schieferberg bei Häuserhof	5519 Hungen	96400	86900
3511, 3513	Atzküppel bei Wüstwillenroth	5521 Gernern	22750	86250
3522	Stbr. Altenberg bei Lauterbach	5322 Lauterbach	26900	12000
3533—3534	Stbr. (MHI) Dietesheim bei Hanau	5819 Hanau	91400	53400
3540	Stbr. NNE Ringelshausen	5519 Hungen	97550	91400
3542	Stbr. NW Steinbach	5418 Gießen	83500	02500
3545	Stbr. (Nickel) Dreihäuser	5219 Amöneburg	90500	21550
3546—3547	Stbr. oberhalb Londorf	5319 Londorf	91800	15700
3548—3550	Stbr. (MHI) SE Niederofleiden	5219 Amöneburg	98900	23500
3552—3553	Stbr. Kottenberg N Ziegenhain			
3555—3556	Stbr. Getürms N Billertshausen		14400	24300
3557	Felsblöcke im Wald SW Zell	5221 Alsfeld	12600	20250
3558	Stbr. (MHI) N Brauerschwend	5221 Alsfeld	23400	18650
3559	Holzberg NW Liederbach	5221 Alsfeld	17200	21700
3563	Eckmannshain bei Ulrichstein	5421 Ulrichstein	13400	06200
3564	Stbr. am Klöshorst NW Grebenhain	5421 Ulrichstein	22950	96550
3565	Blöcke N Betzenrod bei Schotten	5420 Schotten	08450	98500
3566	Stbr. (Lind) SE Hopfmansfeld	5421 Ulrichstein	23000	05250

Tabelle 1 (Fortsetzung)

Probe Nr.	Fundort	Blatt der TK 25	Koordinaten	
			R	H
3567	Stbr. Gallberg bei Herbstein	5422 Herbstein	24200	02000
3569	„Wildfrauhaus“ SE Wohnfeld	5420 Schotten	09550	03600
3570	Wegrand N Stornfels	5520 Nidda	02300	95200
3571	„Totenköppel“ bei Meiches	5321 Storndorf		
3572	Friedrichshütte bei Laubach	5419 Laubach		
3757	Holzberg NW Liederbach	5221 Alsfeld	17200	21700
3759—3760	Stbr. Getürms N Billertshausen	5221 Alsfeld	14400	24300
3866	Stbr. bei Gedern	5521 Gedern	15190	86740
3869	Lesestein im Wald N Oberseemen	5521 Gedern	16720	98420
3871	Straße von Gedern zum Horst	5521 Gedern	15280	88240
3876	Eisenkaute bei Herchenhain	5521 Gedern	18680	93950
3877	Bach NNE Sichenhausen	5521 Gedern	18080	94940
3878	Greibenh. Schutzh., Oberwaldstraße	5421 Ulrichstein		
3879	„Kalte Buche“ bei Hartmannshain	5521 Gedern	18920	93040
3880	500 m W Wildefeldskopf	5521 Gedern	18510	95700
3881	„Im Eschwald“ N Sichenhausen	5521 Gedern	18170	95700
3882	Stbr. NW Mittelseemen	5521 Gedern	16660	85400
3886	S Wüstwillenroth	5521 Gedern	23180	84900
3887	Stbr. am Höllberg bei Hirzenhain	5620 Ortenberg		
3890	Bilstein NW Sichenhausen	5521 Gedern	14350	95240
3891	Stbr. SW Gedern	5521 Gedern	13980	86740
3896	Stbr. Bilstein NW Sichenhausen	5521 Gedern	14420	94780
3897	Zahnthiersberg bei Gedern	5521 Gedern	13350	87870
3900	Freiloh N Gedern	5521 Gedern	13640	89750
3963	Feld SE Ulrichstein	5421 Ulrichstein	13920	04120

2.3. Der Vogelsberg als „gemischte vulkanische Provinz“

Auf Grund der petrographischen Untersuchungen an zahlreichen Dünnschliffen, der vielen früheren Beschreibungen und der bisher vorliegenden Gesteinsanalysen (Tabelle 3—5) konnte nun mit dem Aufbau einer modernen Systematik der Vogelsberggesteine begonnen werden. Zur endgültigen Aufstellung einer petrographischen Gliederung sind noch weitere Analysen von Vogelsberg-Vulkaniten nötig, da die Gesteinsentwicklung hier recht kompliziert ist (vgl. auch Ernst et al. 1968). Ältere Analysen finden sich hauptsächlich in den Erläuterungen zu den Geologischen Karten von Hessen (Schottler, Diehl, auch bei Schottler 1937); sie sind aber teilweise unzuverlässig und sollen daher hier nicht verwendet werden.

Besonders wichtig ist die Feststellung, daß der tertiäre Vulkanismus des Vogelsberges nebeneinander Gesteine des tholeiitischen und des alkalibasaltischen Magmenstamms, d. h. der beiden nicht-orogenen Serien, geliefert hat. Es liegt also eine „gemischte Eruptivgesteinsprovinz“ vor.

Vor einer weiteren Diskussion soll kurz die Nomenklatur basaltischer Gesteine besprochen werden, vor allem, um den Gebrauch mancher Begriffe in dieser Arbeit klarzumachen. Die Be-

zeichnungen „tholeiitische und alkali-(olivin-)basaltische Gesteinsserie“ wurden so verwendet, wie es sich heute international eingebürgert hat, obwohl eine Reihe von Argumenten es wünschenswert erscheinen läßt, sie durch andere Begriffe zu ersetzen (Jung 1968; Chayes 1966). Es handelt sich um die beiden wichtigsten nicht-orogenen Magmengruppen, die als Hauptglieder basaltische Gesteine enthalten und sich auf Grund des Mineralbestandes, des Chemismus und evtl. der Gesteinsvergesellschaftung unterscheiden (z. B. Tilley 1950; Yoder u. Tilley 1962; MacDonald u. Katsura 1964; Wilkinson 1967). Eine Wiederholung der Unterscheidungskriterien ist hier nicht mehr nötig, nur zwei Hinweise sollen nicht fehlen: a) Im Modalbestand sind die Pyroxene fast immer ein gutes Kennzeichen für den vorliegenden Gesteinstyp. Das wird sich auch im folgenden wieder herausstellen. b) Die häufig zur Unterscheidung benutzte CIPW-Norm reicht dazu nicht immer aus. Quarznormative basaltische Vulkanite gehören im allgemeinen zur tholeiitischen Serie, Ne-normative immer zum Alkali-Olivin-basalt-Stamm. Die Grenze zwischen beiden Serien liegt irgendwo innerhalb des Bereichs der Gesteine, die weder Quarz noch Nephelin in der Norm enthalten (diese Gesteine kann man nicht einfach, nach Yoder u. Tilley 1962, als Olivintholeiite bezeichnen!), sie kann nicht allein durch die Norm festgelegt werden. Weiterhin ist bei der Anwendung der CIPW-Norm dann größte Vorsicht am Platze, wenn die Gesteine — z. B. durch Verwitterungseinflüsse — oxydiert worden sind. Dann nämlich können sich selbst in modal Nephelin-führenden Alkalibasalten normative Quarzgehalte ergeben! Es ist also in allen Fällen ratsam, möglichst viele Kriterien zur Unterscheidung der beiden Magmengruppen heranzuziehen. Der Sinn der Einteilung ist keine willkürliche Einordnung, sondern die Suche nach natürlichen Gruppierungen, die durch die Genese der Gesteine hervorgerufen werden. Sehr oft ist es daher gar nicht nötig, einzelne Gesteine mit Namen zu belegen, sondern es reicht aus, von einem „tholeiitischen“ oder einem „alkalibasaltischen Gestein“ zu sprechen. Deshalb wurde in den meisten Fällen auf eine Unterscheidung Andesit—Basalt verzichtet (dazu kommt noch, daß heute als Andesite vielfach nur Gesteine der orogenen Kalkalkaliserie bezeichnet werden, die bei uns ja nicht vorliegt).

Die im folgenden häufig auftretende Bezeichnung „Dolerit“ soll nur die Grobkörnigkeit dieser Gesteine andeuten; die „Quarzdolerite“ gehören zur tholeiitischen, die „Nephelindolerite“ zur alkalibasaltischen Serie. „Hawaiiit“ und „Mugearit“ sind Gesteine der Differentiationsreihe zwischen Alkali-Olivinbasalt und Trachyt (vgl. MacDonald u. Katsura 1964; Huckenholz 1965). Nach Streckeisen (1967) müßten sie im wesentlichen als Andesite bis Latite bezeichnet werden. Der Begriff „Trapp“ ist ebenso wie eine Reihe anderer Gesteinsbezeichnungen, die früher im Vogelsberg verwendet wurden, überholt. Manchmal ist es der Kürze halber günstig, solche Namen beizubehalten, z. B. „Maintrapp“ (Ernst u. Schorer 1969). Oft ist ihre Benutzung nur nötig, um die Verbindung zur älteren Literatur herzustellen (vgl. Tabelle 2—4). Die anderen im folgenden auftretenden Gesteinsnamen, z. B. Basanit, Nephelinit, Trachyt, sind im Sinne von Streckeisen (1967) zu verstehen.

Ein Teil der „Trappe“ Schottlers sind tholeiitische Gesteine. Sie sind charakterisiert durch das Vorkommen von Ca-armen und Ca-reichen Pyroxenen nebeneinander und durch ihren Chemismus. Am Beispiel des größten Vorkommens, dem „Maintrapp“, wurde dies bereits gezeigt (Ernst u. Schorer 1969). Ein großer Teil der Schottlerschen „basischen Basalte“ sind Basanite bis hin zu Nepheliniten. Das ergibt sich aus ihrem Mineralbestand (Foidführung) und ihrem Chemismus (Untersättigung mit Nephelin in der Norm). Viele Alkali-Olivinbasalte, die nur zum Teil Ne-normativ sind, finden sich unter den „mittelsauren Basalten“ und zusammen mit Hawaiiiten und Mugeariten sogar unter den „Trappen“ der alten Gliederung. Die Gruppe der „Trappe“ wird also auf die beiden Magmenserien aufgeteilt. Die Begriffe „Trapp“ und „tholeiitischer Basalt“ sind daher keineswegs gleichzusetzen.

Die in Tabelle 3—5 zusammengestellten Analysen sind noch nicht repräsentativ für die Vogelsberg-Vulkanite, genügen aber zur Charakterisierung der gemischten Eruptivgesteinsprovinz. Besonders deutlich ergeben sich die Unter-

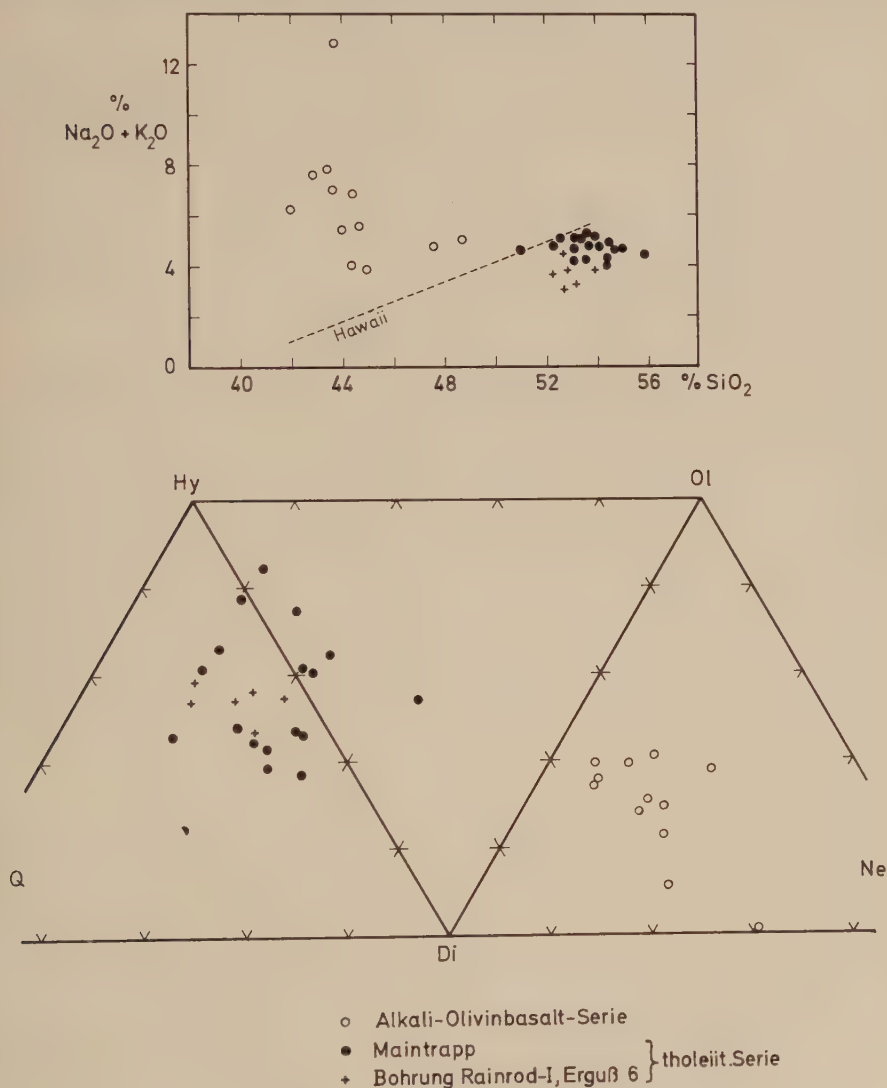


Abb. 1. Gesteinsanalysen von Vogelsberg-Vulkaniten im Alkali-SiO₂-Diagramm (Gew.-%, wasserfrei berechnete Analysen) und in Normdreiecken (CIPW-Gewichtsnorm). Dargestellt sind die Analysen der Tabelle 3 und 5 und zum Vergleich eine Auswahl aus Bohrung Rainrod-I/Vogelsberg (Ernst et al. 1968). In dem Alkali-SiO₂-Diagramm wurde die „Grenzlinie“, die die tholeiitischen und alkalibasaltischen Gesteine Hawaiis trennt, nach Macdonald u. Katsura (1964) eingezeichnet

schiede der beiden Gesteinsgruppen aus den Darstellungen der Abb.1. Im Modalbestand zeigen die tholeiitischen Gesteine eine wesentlich geringere Variationsbreite als die Alkali-Basalte. Die Tholeiite liegen im Doppeldreieck nach Streckeisen (1967) alle nahe bei der Plagioklasecke mit niedrigen Quarzgehalten, wobei der Quarz nur manchmal nachzuweisen ist (in den häufigeren Fällen treten SiO_2 -reiche Gläser $\pm$ Tridymit $\pm$ Cristobalit auf, Ernst u. Mörstel 1969); nach der Nomenklatur Streckeisens (1967) sind es Basalte bis Andesite. Die Gesteine der alkalibasaltischen Serie streuen in einem weiten Bereich: Man kann eine Reihe, ausgehend von Alkali-Olivinbasalten über Hawaiite-Mugearite bis zu Trachyten hin, verfolgen und eine zweite Reihe von Alkali-Olivinbasalten über Basanite zu Nepheliniten (+ Leuzititen). Durch diese beiden alkalibasaltischen Gesteinsgruppen werden große Flächen des Streckeisen-Doppeldreiecks unterhalb der „Sättigungslinie“ eingenommen. Die Streuung deutet eine stärkere Differentiationsentwicklung der Alkalibasalte im Vergleich zu den tholeiitischen Gesteinen an.

Der einzige frühere Versuch, im Vogelsberg die beiden Gesteinsserien zu unterscheiden, stammt von Lehmann (Lehmann u. Flörke 1950). Er weist mit Recht darauf hin, daß eine Unterscheidung allein nach dem SiO_2 -Gehalt nicht möglich ist, und kommt auch zu dem Schluß, daß nicht alle Schottlerschen Trappe zum tholeiitischen Magmenstamm zu rechnen sind. Auf Grund der Molekularnormberechnung zählt er jedoch Gesteine zu den Tholeiiten, die nach unseren jetzigen Kenntnissen nicht dazu gehören, z.B. den Basalt von Oberwiddersheim, der nach der neuen Analyse (Probe 1374, Tabelle 5) wegen seiner Nephelinführung in der Norm, seiner Lage im Alkali- SiO_2 -Diagramm und seiner Pyroxene (siehe unten) ein typischer Alkali-Olivinbasalt ist. Das gleiche gilt für das Vorkommen bei Ortenberg, das Lehmann (Lehmann u. Flörke 1950, S.76) auch als tholeiitischen Basalt bezeichnet, was nach den neuen Analysen von Blaschke (1965a) und dem Mineralbestand nicht zutrifft.

Für die petrogenetische Diskussion, die sich um die Frage nach dem Zusammenhang der beiden Gesteinstypen bemüht, haben Untersuchungen an gemischten Eruptivgesteinsprovinzen naturgemäß eine große Bedeutung. Leider sind die Verhältnisse im Vogelsberg wesentlich unübersichtlicher als bei dem vielbearbeiteten Musterbeispiel Hawaii: Im Gegensatz zu Hawaii liegt hier ein rein kontinentaler Vulkanismus vor, so daß man auf Grund der geologischen Position Assimilation von Sialmaterial nicht ausschließen kann. Außerdem besteht im Vogelsberg keine so einfache Altersreihenfolge der Ergüsse wie in Hawaii, wo alkalibasaltische Laven immer die letzten Eruptionen darstellen, die über einem großen Bau tholeiitischer Gesteine ausgeflossen sind. Das ganze geologische Bild des Vogelsberges wird zudem davon geprägt, daß es sich um einen längst erloschenen Vulkanismus handelt und der vulkanische Bau sehr stark abgetragen worden ist.

Die tholeiitischen Gesteine, die innerhalb des kontinentalen Tertiär-Vulkanismus des außeralpinen Mitteleuropas bisher nur aus dem Vogelsberg und den nördlich anschließenden Gebieten Nordhessens und Süd-

niedersachsens (Wedepohl 1968a, b) bekannt geworden sind, deuten eine Sonderstellung dieser Teilgebiete an. Wesentlich häufiger scheinen insgesamt die Gesteine der Alkalibasaltserien zu sein. Sie sind von vielen Vorkommen ausführlich behandelt worden (z. B. aus der Hoheifel, Huckenholz 1965, 1966). Im Gegensatz zu den benachbarten Gebieten der Rhön, des Westerwaldes, der Eifel und des Siebengebirges sind im Vogelsberg Phonolithe und Trachyte sehr selten, außerdem konnten hier die charakteristischen Melilithgesteine Nordhessens-Südniedersachsens bisher nicht nachgewiesen werden.

2.4. Die tholeiitischen Gesteine

Das größte Vorkommen tholeiitischer Gesteine bildet der Maintrapp, der nach Wenz (1914) und Schottler (1931a, 1937) in Form von Resten einer „Basaltdecke“, also Lavaströmen, vor dem südwestlichen Vogelsbergtrand zwischen Büdingen und Hanau auftritt. Über diese Gesteinsgruppe liegen neue Untersuchungen von Ernst u. Schorer (1969) sowie Ernst u. Mörtel (1969) vor. Auch nördlich des Vogelsberges, eigentlich schon nicht mehr dazu gehörend, befinden sich größere Bereiche mit tholeiitischen Gesteinen, z. B. in der Umgebung von Ziegenhain (Wiegel 1907a; Wedepohl 1968a). Im Vogelsberg selbst scheint es nur relativ spärliche Vorkommen zu geben, z. B. am Holzberg bei Liederbach und am Eckmannshain bei Ulrichstein. Jedoch haben Bohrungen auch Tholeiit-Ergüsse angetroffen (Bohrung Rainrod-I, Ernst et al. 1968). Außerdem ist eine Gruppe sehr kleiner gangförmiger Vorkommen für den Hohen Vogelsberg charakteristisch, deren Auftreten bereits von Schottler (1924, S. 71; 1931b, S. 66—67; 1937, S. 75) beschrieben wurde. Die Gesteine dieser Gänge sind sehr grobkörnig und enthalten stets etwas Quarz (erstmalig von Blaschke 1965b, am Gestein vom Eckmannshain festgestellt). Wir wollen sie als Quarzdolerite zusammenfassen.

Tabelle 2

Stichwortartige Gesteinsbeschreibung: Beispiele tholeiitischer Gesteine des Vogelsberges (Schliff-Nummern in Klammern; siehe Tabelle 1. Die Nebengemengteile, z. B. der Apatit, wurden meist nicht erwähnt)

1. „Maintrapp“ ohne Orthopyroxen (Dolerit nach Pfisterer 1916; Trapp in Steinheimer Ausbildung bzw. Maintrapp nach Schottler 1937; vgl. auch Ernst u. Schorer 1969).

Typische Vorkommen: Dietesheim bei Hanau (969—974, 1889, 3533—3534), Wilhelmshaus bei Hanau (975—976), Scheelberg bei Oberissigheim (274). Gesteinsanalysen: 1889, 274, 973, 975 in Tabelle 3.

Einsprenglingsfrei, ophitische Struktur. Viel Plagioklas (Mitte An₅₀, Rand An₃₀), wie alle anderen Gemengteile schlecht idiomorph. Kleine Plagioklase werden oft von großen Pyroxenbereichen umwachsen. Charakteristische Verwachsungen von Augit und Pigeonit (Ernst u. Schorer 1969); Orthopyroxen fehlt. Wenig Olivin, stark resorbiert, Fa 20—25. Erz besteht aus homogenen Ilmenitleisten, selten sind Sulfide. In Restzwickeln Glas und SiO₂-Phasen (Ernst u. Mörtel 1969). Dicht bis feinporig, in Hohlräumen Calcit und Siderit. Mächtige Säulen (bis zu einigen Metern Durchmesser). Am Untergrund der Ströme steil-aufsteigende Blasenzüge (Blasen z. T. mit „Sphärosiderit“, auch mit Sulfiden gefüllt).

2. „Maintrapp mit Orthopyroxen (Enstatitdolerit nach Pfisterer 1916; sonst wie obige Gruppe).

Typische Vorkommen: Burg Ronneburg (34 d, 982), Himbach (1278), Mittelgründau—Marköbller Wald—Hüttengesäß (46, 56, 57, 63, 1287, 1292); sehr ähnlich sind die Gesteine vom Kottenberg bei Ziegenhain (3552, 3553). Gesteinsanalysen: Tabelle 3a, b, 34 d.

Struktur ophitisch bis intergranular. In fast allen Proben nebeneinander 3 Pyroxene: Augit, Pigeonit und Orthopyroxen, häufig in orientierten Verwachsungen (Ernst u. Schorer 1969). Sonst wie obige Gruppe (Zwickelmassen: Ernst u. Mörtel 1969). Dichte bis grobbläsige Gesteine.

Absonderung in großen Säulen nur in einigen Aufschlüssen erkennbar.

3. Quarzdolerite (Schotter 1924, 1931b, 1937: grobkörnige, doleritische Trappe, Gänge sauren Basalts. Quarzgehalt erst von Blaschke 1965 b, festgestellt).

Typische Vorkommen: Eckmanushain (2397), Atzküppel (3511, 3513), Eisenkaute (3505, 3876), Wildfrauhäus bei Wohnfeld (3569), Stornfels (3570).

Grobkörnige Gesteine (vgl. Abb. 2), Struktur ophitisch oder intergranular, nur wenige Bestandteile sind idiomorph. Stets geringe Quarzgehalte, daneben meist Olivin (Fa15—50, vgl. Tabelle 8). Alle enthalten Augit und Pigeonit, die meisten auch Orthopyroxen (vgl. Tabelle 8); typische Pyroxenverwachsungen sind häufig. Plagioklase mit sehr starkem Zonarbau (Mitte um An 55, Rand bis An 15 oder Alkalifeldspat). Erze sind überwiegend große Ilmenite, daneben manchmal (z. B. in 3511) Titanomagnetite und selten Sulfide.

Plattenförmige Absonderung in allen Vorkommen. Es handelt sich wohl immer um kleine Gänge. Frisch sind die Quarzdolerite fast schwarz, sie verwittern leicht und werden dann hellgelb. Das Vorkommen bei Wohnfeld ist als Felsmauer herausgewittert; am Atzküppel ist Kontakt zu einem feinkörnigen Alkalibasalt aufgeschlossen.

Eine stichwortartige Kurzbeschreibung der tholeiitischen Gesteine des Vogelsberges ist in Tabelle 2 zusammengestellt, und Abb. 2 zeigt die typische Ausbildung eines Maintrapps und eines Quarzdolerits. Die Erstarrung der Quarzdolerite in Gängen hat offenbar weit langsamer stattgefunden als die der Maintrapp-Ergüsse. Das ist der Hauptgrund für die verschiedene Korngröße (Abb. 2) und die etwas unterschiedliche Mineralentwicklung (siehe unten). Tabelle 3 enthält chemische Analysen von Maintrapp-Gesteinen.

Die hier untersuchten tholeiitischen Basalte sind fast immer nicht-porphyrisch ausgebildet. Sie sind also fast ohne Einsprenglinge an die Oberfläche gekommen als reine „basaltic liquids“. Nur selten sind wenige Olivine und die Kerne mancher Orthopyroxene (siehe unten) als Einsprenglinge aufzufassen. Auffällig ist, daß dies auf viele — aber bei weitem nicht alle — tholeiitische Gesteine der ganzen Erde zutrifft: Es wurde dafür die Bezeichnung „nicht-porphyrischer Plateaubasalt-Typ“ (bzw. „non-porphyritic central magma type“) geprägt.

Wenn man die Maintrapp-Analysen (Tabelle 3) in ein normatives Basalt-tetraeder bzw. in eine Projektion „natürlicher Phasendiagramme“ im Basalt-tetraeder nach Jamieson (1966) einträgt (Abb. 3), so liegen diese alle in einem engen Bereich in der Nähe des 1-atm-Schmelzminimums. Es handelt sich also um „low-pressure near-cotectic liquids“ im Sinne von Jamieson (1966), Cox u. Hornung (1966) und O'Hara (1965). Die genannten Autoren

Tabelle 3

Gesteinsanalysen tholeiitischer Basalte des Vogelsberges

Weitere Angaben zu den Proben: siehe Tabelle 1 und 2. Die Proben 1889, 274, 973 und 975 sind Maintrapp ohne Orthopyroxen, alle anderen sind Maintrapp-Gesteine mit Orthopyroxen („Enstatitdolerite“). Alle Analysen sind im chemischen Laboratorium des Mineralogischen Instituts der Universität Erlangen-Nürnberg ausgeführt worden.

Probe Nr.	1889	274	973	975	34 d	40	46	51	52
Gew.-%									
SiO ₂	49,34	51,41	51,71	51,87	53,14	53,20	53,20	54,25	52,79
TiO ₂	2,72	2,39	3,00	2,90	2,46	2,28	2,33	2,42	3,06
Al ₂ O ₃	12,84	13,12	12,82	12,38	14,87	13,28	13,72	13,43	13,43
Fe ₂ O ₃	3,69	1,35	3,56	3,42	1,60	2,70	3,45	2,75	3,37
FeO	8,94	9,41	7,17	7,20	7,50	7,20	6,70	7,00	6,90
MnO	0,20	0,16	n. d.	n. d.	0,10	0,10	0,10	0,07	0,11
MgO	7,58	7,47	6,84	6,41	9,14	9,53	9,22	8,12	7,17
CaO	6,65	7,70	7,51	8,03	5,98	5,77	5,65	5,95	5,89
Na ₂ O	3,76	4,07	3,40	3,33	3,84	4,27	3,91	3,77	3,63
K ₂ O	0,85	0,72	0,86	0,84	1,05	0,83	1,24	0,96	0,98
H ₂ O ⁺	0,98	1,45	0,69	1,36	0,42	0,60	0,72	0,55	0,86
H ₂ O ⁻	0,99	0,31	1,83	1,42	0,51	0,67	1,05	0,62	1,03
CO ₂	1,90								
P ₂ O ₅	0,45	0,35	0,50	0,54	0,50	0,47	0,52	0,48	0,55
SO ₃		0,009	0,006	0,002					
Summe	100,89	99,92	99,90	99,70	101,11	100,90	101,81	100,37	99,77
Niggli-Werte									
si	122	127	135	137	130	130	131	140	141
al	18,6	19,1	19,7	19,3	21,5	19,1	19,8	20,5	21,1
fm	53,5	49,7	49,3	48,0	52,0	54,5	54,1	52,0	51,0
e	17,6	20,4	21,0	22,8	15,7	15,1	14,9	16,5	16,9
alk	10,3	10,9	10,0	10,0	10,8	11,4	11,2	11,0	11,1
k	0,13	0,10	0,14	0,14	0,15	0,11	0,17	0,14	0,15
mg	0,52	0,55	0,54	0,53	0,64	0,64	0,62	0,60	0,56
qz	-19,7	-16,6	-5,2	-2,6	-12,7	-15,8	-14,4	-3,8	-3,3
CIPW-Norm									
q	—	—	5,00	5,81	—	—	0,51	4,14	5,64
or	5,02	4,25	5,08	4,96	6,20	4,90	7,33	5,67	5,79
ab	31,81	34,44	28,77	28,18	32,49	36,13	33,08	31,90	30,71
an	15,65	15,40	17,18	16,35	20,24	14,62	16,22	16,89	17,46
di	wo	6,01	8,56	7,02	8,33	2,57	4,57	3,97	3,41
	en	3,79	4,90	4,91	5,68	1,73	3,19	2,55	2,43
	fs	1,85	3,29	1,52	2,00	0,65	1,00	0,64	0,91
hy	en	12,27	7,23	12,12	10,28	18,93	17,67	20,42	17,49
	fs	6,01	4,86	3,75	3,61	7,13	5,52	5,15	5,81
ol	fo	1,98	4,54	—	—	1,48	2,02	—	—
	fa	1,07	3,37	—	—	0,61	0,69	—	—
mt	5,35	1,96	5,16	4,96	2,32	3,91	5,00	3,99	4,89
il	5,17	4,54	5,70	5,51	4,67	4,33	4,43	4,60	5,81
ap	1,04	0,81	1,16	1,25	1,16	1,09	1,20	1,11	1,27
Summe	97,02	98,15	97,37	96,92	100,18	99,63	100,04	99,20	97,88

Tabelle 3 (Fortsetzung)

Probe Nr.	57	63	70	1278	1287	1289	1292	1295	1299
Gew.—%									
SiO ₂	54,05	50,01	52,29	52,42	52,77	53,11	51,90	52,51	53,27
TiO ₂	2,88	2,46	2,97	2,49	2,50	2,42	2,81	2,64	2,43
Al ₂ O ₃	13,47	12,56	12,82	12,80	12,70	12,49	11,98	12,46	12,55
Fe ₂ O ₃	4,00	3,08	5,85	2,72	2,86	2,57	3,45	2,18	3,51
FeO	6,20	7,11	5,50	7,89	7,58	7,70	7,20	7,90	7,40
MnO	0,09	0,14	0,09	0,12	0,12	0,10	0,10	0,11	0,09
MgO	3,96	8,01	6,50	6,12	5,72	6,32	6,30	7,92	6,20
CaO	7,27	6,77	5,27	7,37	7,24	7,10	7,60	6,64	6,56
Na ₂ O	3,45	3,76	3,83	3,90	3,80	4,10	3,90	4,25	3,87
K ₂ O	0,84	1,02	0,56	1,16	0,93	1,19	0,89	0,90	0,74
H ₂ O +	0,69	0,02	1,07	1,33	1,43	0,49	0,73	0,47	0,51
H ₂ O -	0,83	0,92	2,36	0,48	0,97	0,32	0,91	0,63	0,67
CO ₂				0,10	0,26				
P ₂ O ₅	0,52	0,49	0,25	0,51	0,47	0,51	0,44	0,53	0,49
SO ₃				0,07	0,07				
Summe	98,25	96,35	99,36	99,48	99,42	98,42	98,21	99,14	98,29
Niggli-Werte									
si	160	127	145	139	144	141	138	134	145
al	23,5	18,9	21,0	19,9	20,4	19,6	18,8	18,7	20,1
fm	42,0	51,8	52,1	47,2	46,7	47,6	48,1	51,3	49,3
c	23,1	18,5	15,7	20,9	21,2	20,2	21,6	18,1	19,1
alk	11,5	10,9	11,3	12,0	11,7	12,6	11,6	12,0	11,5
k	0,14	0,15	0,09	0,16	0,14	0,16	0,13	0,12	0,11
mg	0,42	0,59	0,52	0,51	0,50	0,53	0,52	0,59	0,51
qz	+14,1	-16,4	-0,07	-9,2	-2,7	-9,1	-8,3	-14,2	-1,1
CIPW-Norm									
q	12,17	—	9,16	2,17	4,80	2,04	3,49	—	6,06
or	4,96	6,03	3,31	6,85	5,50	7,03	5,26	5,32	4,37
ab	29,19	31,81	32,41	33,00	32,15	34,69	33,00	35,96	32,74
	18,79	14,38	16,13	13,99	14,85	12,16	12,55	12,26	14,69
di	wo	5,80	6,68	3,50	8,03	7,52	8,24	9,30	7,19
	en	3,95	4,60	2,95	4,90	4,61	5,10	6,25	4,67
hy	fs	1,40	1,55	0,10	2,68	2,48	2,66	2,03	1,75
	en	5,92	14,22	13,24	10,34	9,63	10,64	9,44	14,13
ol	fs	2,09	4,78	0,43	5,67	5,17	5,55	3,56	6,13
	fo	—	0,79	—	—	—	—	—	5,09
mt	fa	—	0,29	—	—	—	—	0,64	—
								0,31	—
il	5,80	4,47	8,48	3,94	4,15	3,73	5,00	3,16	5,09
ap	5,47	4,67	5,64	4,73	4,75	4,60	5,34	5,01	4,62
	1,20	1,14	0,58	1,18	1,09	1,18	1,02	1,23	1,14
Summe	96,73	95,41	95,93	97,50	96,69	97,61	96,57	98,04	97,11

nehmen an, daß dies zu erklären ist, wenn man nicht „primitive Magmen“ (Jamieson 1966, S.244) annimmt, sondern Produkte eines Fraktionierungsprozesses bei niedrigen Drucken. Auch wenn man sich dieser Meinung nicht

anschließt, darf man die dargestellten Beobachtungen bei einer Diskussion der Genese tholeiitischer Magmen nicht übersehen.

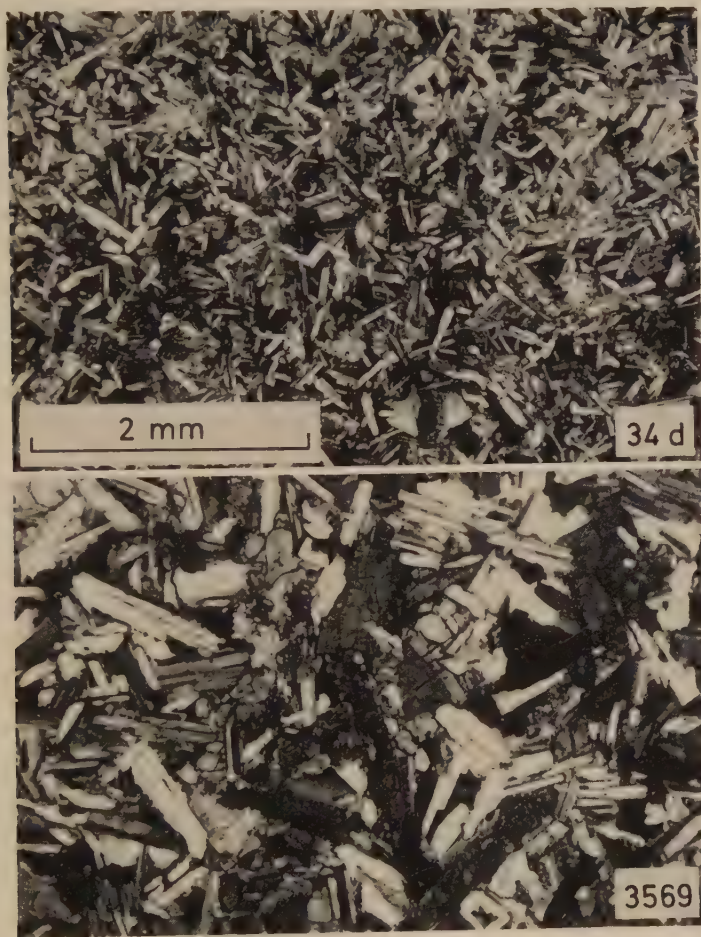


Abb. 2. Übersichtsaufnahmen von Dünnschliffen tholeiitischer Gesteine des Vogelsberges (gekrenzte Polarisatoren. Abbildungsmaßstab bei beiden Aufnahmen gleich). Schliff 34 d: Maintrapp, Burg Ronneburg; Schliff 3569: Quarzdolerit, Wildfrauhaus bei Wohnfeld

2.5. Die alkalibasaltischen Gesteine

Basische Alkali-Olivinbasalte sowie Basanite und Nephelinite und „Trappe“ der Alkali-Olivinbasalt-Serie mit bis über 50 % SiO_2 sind im Vogelsberg sehr weit verbreitet. Selten sind dagegen „saure“ Gesteine dieses Magmenstamms, Mugearite und Trachyte (Phonolithe); sie sollen aus der vorliegenden Untersuchung ausgeklammert werden.

Eine Kurzbeschreibung von Beispielen alkalibasaltischer Gesteine des Vogelsberges findet sich in Tabelle 4, einige Strukturtypen zeigt Abb. 4 und einige Gesteinsanalysen enthält Tabelle 5. Im Gegensatz zu den tholeiitischen Gesteinen sind die Alkalibasalte in den häufigsten Fällen porphyrisch ausgebildet mit wechselnden Mengen an Olivin- und Augit-Einsprenglingen; Plagioklas und Hornblende treten als Einsprenglinge nur sehr selten auf. Die Einsprenglinge zeigen an, was in der Tiefe zuerst kristallisiert ist; ihre Bedeutung als Hinweise auf Fraktionierungsvorgänge bei hohen Drucken wird im folgenden noch an Hand der Pyroxene dargestellt.

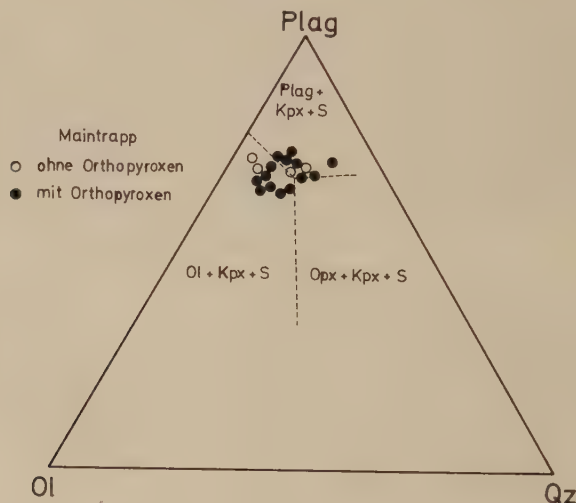
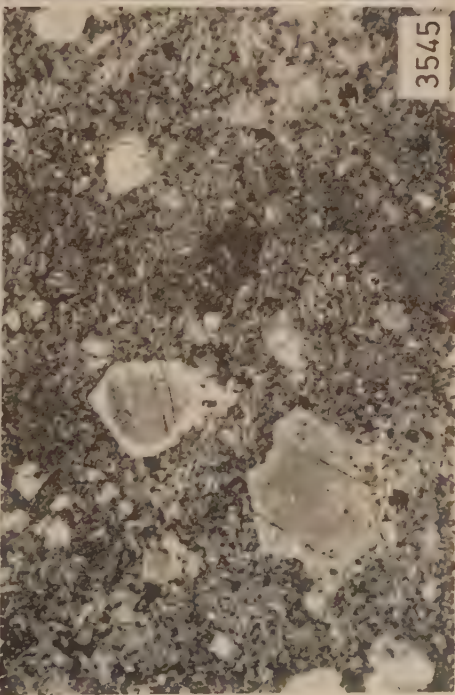
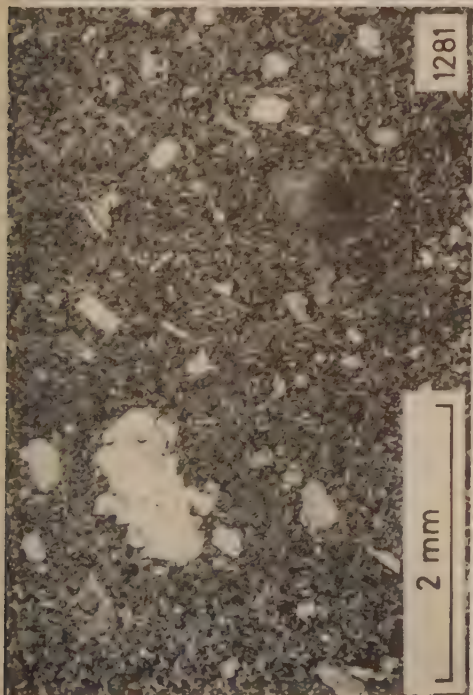
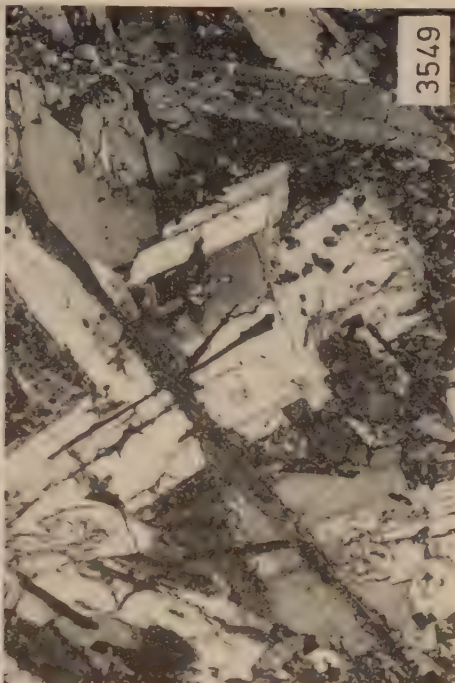
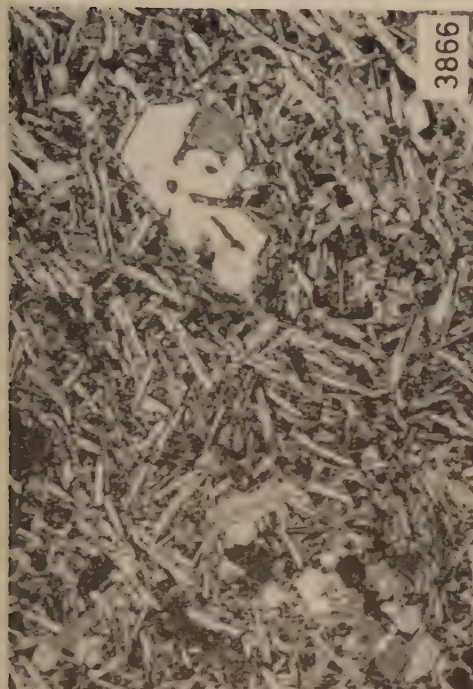


Abb. 3. Darstellung der Maintrapp-Analysen (Tabelle 3) auf Grund der CIPW-Norm als Projektion im „Basalttetraeder“ Plag-Ol-Qz-Di (Plagioklas-Olivin-Quarz-Diopsid). Gestrichelt eingetragen sind die Feldergrenzen des „natürlichen Phasendiagramms“ nach Jamieson (1966). Plag = Plagioklas, Kpx = diopsid, Klinopyroxen, Opx = Orthopyroxen, Ol = Olivin, Qz = Quarz, S = Schmelze

Aussagen über die Magmenentwicklung erhält man aus grobkörnigen Differentiationsprodukten, die in verschiedenen Alkalibasalten als Schlieren auftreten (nicht als Gänge). Sie konnten aufgefunden werden in normalen Olivinbasalten, z. B. im Vorkommen von Niederofleiden, wo sie schon vor langer Zeit beschrieben worden sind (Schwantke 1904, Guyot 1915). Außerdem treten sie in Basaniten oder ähnlichen Gesteinen als „Nephelindolerite“

Abb. 4. Übersichtsaufnahmen von Dünschliffen einiger alkalibasaltischer Gesteine des Vogelsberges (gekreuzte Polarisatoren, Abbildungsmaßstab immer gleich, wie bei Abb. 2). Schliff 128 L: Alkali-Olivinbasalt mit Olivineinsprenglingen, Düdelshelm; 3545: Basanit bis Nephelinit mit diskontinuierlich-zonaren Augiteinsprenglingen, Dreihäusen; 3866: „Trapp“ mit Olivin- und Augit-Einsprenglingen, Geden; 3549: Grobe Schlieren mit großen Plagioklasen, Pyroxenleisten und Ilmenit-Spießen, Niederofleiden



auf, die ebenfalls früher schon die Aufmerksamkeit auf sich lenkten (Diehl 1937, 1938). Nur ein Vorkommen ist bisher mit modernen Methoden untersucht worden: der Nephelin-Leuzit-Dolerit von Meiches (Tilley 1958). Hier standen mehrere solche Proben zur Verfügung (Tabelle 4). Alle sind sehr grobkörnig mit Korngrößen bis zu einigen Zentimetern und zeigen in ihren Pyroxenen und Olivinen eine deutliche bis starke Eisenanreicherung gegenüber den Normalgesteinen derselben Vorkommen. Chemische Analysen sind in Vorbereitung, bisher vorliegende Werte zeigen vor allem hohe Alkali-Gehalte dieser Schlieren. Ähnliche Dolerite wie aus Niederofleiden werden beschrieben von Hentschel (1968) aus dem Basaltgebiet des Meißner. Er spricht von „Grob-Doleriten“, die „quasi-pegmatitische Produkte einer in geringer Menge örtlich angesammelten an flüchtigen Komponenten (i. w. H_2O) angereicherten Restschmelze“ darstellen. Chemismus, Mineralbestand, Struktur und die Abhängigkeit in der Zusammensetzung vom „Muttergestein“ zeigen auch in unseren Fällen, daß es keine (etwa aus der Tiefe mit hochgeschleppten) Akkumulate sind, sondern abgespaltene Restschmelzen.

Wenn es im Vogelsberg Übergangsglieder zwischen dem tholeiitischen und alkalibasaltischen Magmenstamm gibt, sind sie zu suchen bei „Trappen“, die weder Quarz noch Nephelin in der Norm enthalten. Allein auf Grund der bisherigen Gesteinsanalysen läßt sich diese Frage noch nicht entscheiden. Die Pyroxenzusammensetzung der mit der Mikrosonde untersuchten Proben (siehe unten) kann einen kontinuierlichen Übergang nicht bestätigen.

Tabelle 4

Stichwortartige Gesteinsbeschreibung: Beispiele alkalibasaltischer Gesteine des Vogelsberges (Schliff-Nummern in Klammern: siehe Tabelle 1).

Die hellen Gemengteile bedürfen noch weiterer Untersuchung; Nebengemengteile wurden meist nicht angegeben! In der folgenden Zusammenstellung wurden die Mugearite und Trachyte (bis Phonolithe) sowie die seltenen Hornblende-führenden Gesteine weggelassen. Die Grenzen zwischen den Gruppen sind nicht scharf. Die meisten der folgenden Beispiele sind in Steinbrüchen aufgeschlossen, am häufigsten in Säulen abgesondert, oft aber auch plattig oder unregelmäßig (vgl. Beschreibungen von Schottler und Diehl, auch Blaschke 1965a).

1. Foidfreie Alkaliolivinbasalte bis Hawalite (saure bis mittelsaure Trappbasalte nach Schottler 1937).

Diese Gesteine sind charakterisiert durch hohe Plagioklas-Anteile und höhere SiO_2 -Gehalte als die folgenden Gruppen, es sind die typischen „Trappe“ und ein Teil der „mittelsauren Basalte“ der früheren Autoren. Typische Beispiele:

a) Londerf (3546, 3547), nach Schottler: saurer körniger Basalt in Londerfer Ausbildungsweise. Der „Londerfer Trapp“ ist grobkörnig, blasigporig, ohne Einsprenglinge (Struktur intergranular bis intersertal). Viel Olivin (Fa 25–35), weniger oder ebensoviel Augit, sehr viel schlecht idiomorphe Plagioklasleisten (An 40–45) und Ilmenit. Die Probe 3547 ist eine grobe Schlier mit sehr großen Plagioklasleisten, Augiten, Ilmenitleisten und wenig Olivin (Fa 40–45). Das Hauptgestein (3546) ist hell, sehr porös, enthält manchmal Fremdeinschlüsse (viel Quarz) und Blasenzüge mit grobem schlierigem Material.

b) Niederofleiden (3548, 3549, 3550; Lit.: Schwantke 1904, Guyot 1915): Das Normalgestein (3548) enthält kleine Olivineinsprenglinge (Fa20—30), Hauptmasse sind kleine Augite und sperrig angeordnete Plagioklasleisten, viel Serpentin, Erz ist nur Ilmenit. Neben diesem dunklen dichten Gestein kommen sehr grobe Gesteine variabler Struktur vor (Differentiationsprodukte 3549, 3550) mit zentimetergroßen stark zonaren Plagioklasen (Mitte An50—55, Rand An10 bis Alkalifeldspat), Augitleisten, Ilmenit + Magnetit, wenig Olivin (Fa35—65) sowie vielen Nebengemengteilen (z. B. Amphibole, Zeolithe, Serpentin, Calcit, Apatit, Biotit).

c) „Porphyrische Trappe“ verschiedener Ausbildung: Olivin- und Augit-Einsprenglinge in Grundmasse aus viel etwa fluidal oder auch sperrig angeordneten Plagioklasleisten, mehr oder weniger gut idiomorphen Augiten, manchmal auch kleinen Olivinen, wechselnden Mengen von Magnetit und Ilmenit (auch Verwachsungen der beiden Erze oder Entmischungsstrukturen), manchmal Zeolithen. Typische Vorkommen: Altenberg bei Lauterbach (2390—2392; nach Schottler 1937 ein saurer Basalt in Ibelshäuser Ausbildung); Herbstein (2401, 3567) und Hopfmansfeld (3566), nach Schottler 1928 Trapp in Kohltag-Ausbildung; Gedern (3866, 3874).

2. Foidfreie Alkaliolivinbasalte mit Übergängen zu Basaniten (basische bis mittelsaure Basalte nach Schottler 1937).

Diese Gruppe ist SiO₂-ärmer als die obige und enthält meist geringe Foidgehalte. Es liegen porphyrische Basalte vor, die im Handstück dunkel und meist dicht erscheinen. Typische Beispiele:

a) Oberwiddersheim (1374, 2408; nach Schottler: mittelsaurer Basalt in Widdersheimer Ausbildungsweise, Trappbasalt): Einsprenglinge sind Olivine und Titanaugite mit Zonarbau. Grundmasse aus etwa fluidal angeordneten Plagioklasleisten, idiomorphen Ti-Augiten, Magnetit und selten Ilmenit. Viel Zeolithe und Calcit. Dichter dunkler Basalt, häufig mit Zeolithdrusen. Gesteinsanalyse 1374 in Tabelle 5.

b) Steinbach bei Gießen (3542; Schottler: Mittelsaurer körniger Basalt in Steinbacher Ausbildungsweise): Einsprenglinge sind Olivine und Augite mit Sanduhr- und Schalenbau. Grundmasse besteht hauptsächlich aus Plagioklasleisten, Augiten, Olivinen und Ilmenit sowie lamellarem Ti-Magnetit.

c) Düdelsheim-Calbach (1279—1283, 2402—2404), Schiffenberg bei Gießen (1370, 1691, 2416), Ortenberg (2386—2389); nach Schottler: basische Basalte (Basalte i.e.S.) bis Basanite. Porphyrische Basalte mit Olivin und zonaren Ti-Augiten in wechselnden Mengenverhältnissen als Einsprenglinge. Grundmasse aus idiomorphen Ti-Augiten und Olivinen, Plagioklasleisten (An50—70), wenig Foiden und Zeolithen. Erz ist meist Titanomagnetit, oft mit Entmischungslamellen. Ausführliche Angaben z. B. bei Blaschke (1965a). Gesteinsanalysen 1281, 1283, 1370a in Tabelle 5, und Blaschke (1965a).

d) Betzenrod bei Schotten (3565; nach Schottler basischer Basalt des Vockenham-Ergusses): Porphyrischer Basalt mit sehr großen Ti-Augit- und Olivin-Einsprenglingen in Grundmasse aus kleinen Olivinen, Augit, Plagioklasleisten, fein-lamellarem Ti-Magnetit und „heller Matrix“. Im Handstück fallen die zahlreichen millimetergroßen Einsprenglinge in dem dichten Basalt besonders auf.

3. Nephelinbasanite und Nephelinite

Charakteristische helle Gemengteile dieser dunklen und dichten, meist porphyrischen Gesteine sind Nephelin und oft Analzim sowie andere Zeolithe. Der Reichtum an Augit ist oft auffallend (vielleicht akkumulative Anreicherung). Typischer Nebengemengteil ist ein stark pleochroitischer, tief-orangebrauner Biotit. Häufig treten Olivinknollen auf. Typische Beispiele:

a) Dreihäusen (3545): Viele Titanaugiteinsprenglinge mit starkem Zonarbau und weniger häufig Olivineinsprenglinge. Grundmasse aus idiomorphen Ti-Augiten, wenig Olivin und Magnetit (mit Ilmenitlamellen) in einer hellen Matrix (z.T. Feldspäte, z.T. Foide). Nephelin manchmal idiomorph.

b) Sehr ähnlich, aber mit etwas variablen Strukturen und Korngrößen sind eine ganze Reihe von Gesteinen, alle sind porphyrisch mit Olivin (Fa 10–20), — und selten Titanaugiteinsprenglingen. Die feinkörnige Grundmasse ist häufig unregelmäßig-schlierig ausgebildet. Idiomorphe Titanaugite, Erz (meist Magnetit, selten Ilmenit) und oft Biotit in einer Matrix aus wechselnden Anteilen von Nephelin, Plagioklas, evtl. Alkalifeldspäten und Zeolithen. (Analzim u.a.). Olivineinsprenglinge oft nicht idiomorph mit starken „Korrosionsbuchten“. Augiteinsprenglinge mit diskontinuierlichem Zonarbau: farblose bis grüne Kerne, brauner Ti-Augit-Rand. Ab und zu Orthopyroxen-Einsprenglinge mit Reaktionsrand. — Dunkle dichte Gesteine, manchmal mit Olivinknollen, auch mit Augit-„Rieseneinsprenglingen“ bis zu mehreren Zentimetern Größe. Typische Vorkommen: Oberseemen 3869, Höllberg bei Hirzenhain (3887), Bilstein bei Sichenhausen (3896), Zahnthiersberg bei Gledern (3897), Gonterskirchen (1914, 1915, 2396).

c) Mittelseemen 3882: Nicht porphyrisch. Idiomorphe Olivine und Titanaugite jeder Größe sowie Magnetit schwimmen in einer hellen Matrix aus Plagioklas, viel Nephelin (z.T. idiomorph) und Zeolithen.

4. „Glasbasalte“ (von Schottler und Diehl ebenso bezeichnet: Diese Gesteine enthalten an Stelle von Plagioklas und Nephelin eine isotrope Matrix, bei der es sich wenigstens zum Teil um Glas handelt. Sie sind wohl im wesentlichen zu den Basanit- und Nepheliniten zu stellen. Typisch sind besonders gut kristallisierte Titanaugite, häufig in kreuz- und knäuel-förmigen Verwachsungen und oft mit schönem Sanduhrbau. Es soll nur ein Vorkommen beschrieben werden:

Getürms bei Billertshausen (3555, 3556, 3759, 3760; vgl. Diehl 1924, 1926, Schorer 1970). Das Normalgestein dieses Vorkommens 3555 ist ein porphyrischer Basalt mit großen frischen Olivin-Einsprenglingen. Die Grundmasse besteht aus idiomorphen braunen Titanaugiten und Magnetit in einer braunen, von Dendriten (z.T. Rhönit) erfüllten Glas-Matrix. Daneben gibt es äußerst auffallende Gesteine: Große sehr schön idiomorphe Titanaugite mit ausgezeichnetem Sanduhrbau (Schorer 1970) sowie große dendritische Magnetite liegen in einer Grundmasse aus braunem büschelförmigen Rhönit, kleinen Titanaugit-Dendriten (stern- und tannenbaumförmig) und farbloser Zwischenmasse (wohl Glas und Zeolithe). Diese Gesteine mit millimetergroßen schwarzen Ti-Augiten konnten nur am oberen Rand des Vorkommens gefunden werden (Proben 3556, 3759, 3760).

5. Leuzitbasanite und Leuzitite: Relativ selten treten im Vogelsberg solche Leuzit-führenden Gesteine auf; charakteristisch sind die beiden folgenden Vorkommen:

a) Lich–Arnsburg (1366), nach Schottler 1937 Leuzitbasanit (basischer Basalt, körnig). Grobkörniges, nicht porphyrisches Gestein: Große idiomorphe Olivine, idiomorphe Ti-Augite und Magnetite, umgeben von nicht idiomorphen Plagioklasen, Leuziten und ? Zeolithen. Leuzit bildet große zusammenhängende Bereiche, die um die Ti-Augite herumgewachsen sind. — Gesteinsanalyse 1366 in Tabelle 5.

b) Ettingshausen (1371), nach Schottler 1937 Leuzitbasalt (basischer Basalt, porphyrisch). Große Olivin- und Magnetit-Einsprenglinge. Grundmasse aus idiomorphen Ti-Augiten, Erz, großen Leuzit- und Plagioklasbereichen, faserigen Zeolithen, etwas Nephelin und Biotit. Erz ist lamellarer Ti-Magnetit, manchmal mit größeren Ilmenitbereichen. Gesteinsanalyse 1371 in Tabelle 5.

6. Nephelindolerite und Leuzit-Nephelindolerite sind durch besonders große Kristalle von Titanaugiten, Nephelin ($\pm$ Leuzit) und Feldspäten (Plagioklas $\pm$ Sanidin) aus-

gezeichnet (Korngröße bis zu 1—2 cm). Sie treten schlierenartig innerhalb von Basaniten bis Nepheliniten auf, sind wohl von diesen abgespaltene Restschmelzen. Typische Vorkommen:

a) Meiches (3571), vgl. Diehl 1937, Tilley 1958. Sehr grobkörniges Gestein aus Ti-Augiten (Holzner 1934), idiomorphen Nephelinen, Leuzit, Sanidin, Magnetit, großen Apatitleisten und etwas Biotit. Analysen Tilley 1958.

b) Zell bei Alsfeld (3557), vgl. Diehl 1926. Beschreibung von Diehl (1926, S. 49) trifft auf unsere Probe gut zu; ergänzt werden soll nur das gelegentliche Auftreten von Biotit und die Olivinzusammensetzung: Mitte Fa35, Rand bis Fa85.

c) Friedrichshütte bei Laubach (3572): Sehr grob. Idiomorphe Ti-Augite, oft mit blaß-grüner Randzone. Große Plagioklase. Wenig gelber Olivin in langen Leisten (stark zonar). Dendritische Magnetite mit Ilmenit-Netzwerk. Feinere Grundmasse mit idiomorphen Nephelin, Zeolithen, grünen Pyroxenen, Magnetit und Apatit.

d) Kalte Buche bei Hartmannshain (3879), vgl. Diehl 1937. Sehr grobkörnig: Mehrere millimetergroße Ti-Augite mit Sanduhrbau, gelbe skelettförmige Olivine, Alkalifeldspäte und Nephelin, faserige ? Zeolithe. Sehr lange Apatit-Spieße. Wenig Biotit. Erz ist groblamellar entmischter Ti-Magnetit.

Tabelle 5

Gesteinsanalysen einiger Alkalibasalte des Vogelsberges

Weitere Angaben zu den Proben: siehe Tabelle 1 und 4.

Wenn nicht anders angegeben, sind die Analysen im chemischen Laboratorium des Mineralogischen Instituts der Universität Erlangen-Nürnberg angefertigt worden.

Probe	1281	1283	1366a	1369	1370a	1371a	1374	1914 Schütz (1967) Gonters- kirchen	1915 Blaschke (1965a) Gaulsberg bei Orten- berg	Blaschke (1965a) Gaulsberg bei Orten- berg	Tilley (1958) Nephe- lin- dolerit- Meiches	
Gew.-%												
SiO ₂	43,38	42,97	42,39	42,07	41,48	43,07	46,59	42,21	43,54	47,10	43,57	43,18
TiO ₂	2,65	2,02	2,35	2,73	3,25	3,66	2,15	2,85	1,67	2,12	2,86	2,90
Al ₂ O ₃	11,30	11,60	10,70	11,23	16,29	12,18	12,93	12,63	11,72	13,28	12,37	20,72
Fe ₂ O ₃	3,59	3,09	3,00	4,04	4,04	5,25	2,95	5,05	2,38	3,57	4,83	2,39
FeO	7,57	7,20	6,70	6,60	7,90	4,66	6,80	5,33	7,46	8,44	6,46	5,21
MnO	0,13	0,14	0,06	0,14	0,13	0,12	0,13	0,16	0,16	0,11	0,14	0,13
MgO	12,72	15,00	15,51	14,14	13,22	13,94	10,20	12,10	14,19	10,15	12,87	3,22
CaO	10,89	10,53	9,08	8,50	8,94	8,11	9,20	10,63	10,25	9,54	9,46	8,00
Na ₂ O	2,46	2,76	4,42	3,38	4,47	2,69	3,34	6,23	5,60	3,44	3,68	7,65
K ₂ O	1,40	1,19	2,45	1,86	1,75	5,14	1,55	1,35	1,24	1,33	1,75	5,07
H ₂ O+	2,40	1,83	1,80	2,16	1,28	0,37	1,40	0,38	1,53	0,79	1,29	0,67
H ₂ O-	0,71	0,66	1,00	1,00	0,99	0,44	0,63	0,84	0,72			0,42
P ₂ O ₅	0,60	0,57	0,61	1,00	0,42	0,46	0,57	n. d	n. d	n. d.	n. d.	0,42
CO ₂	0,07									0,10	0,23	0,08
Summe	99,87	99,56	100,07	98,85	101,16	100,09	98,44	99,76	100,46	99,97	99,51	100,06

Tabelle 5 (Fortsetzung)

Probe	1281	1283	1366a	1369	1370a	1371a	1374	1914 Schütz (1967) Gonters- kirchen	1915 Blaschke (1965a) Gaulsberg bei Orten- berg	Tilley (1958) Nephe- lin- dolerit Meiche		
Gew.-% ₀												
Niggli-Werte												
si	87	82	80	84	80	85	104	81	82	100	86	102
al	13,4	13,1	11,9	13,3	18,5	14,2	17,0	14,3	12,9	16,6	14,5	28,7
fm	56,5	58,9	58,7	59,6	52,5	56,9	51,7	50,7	54,9	52,9	56,2	26,0
c	23,5	21,5	18,4	18,2	18,5	17,2	21,9	21,8	20,6	21,7	20,1	20,2
alk	6,6	6,6	11,1	8,9	10,5	11,7	9,4	13,2	11,6	8,9	9,3	25,1
k	0,27	0,22	0,27	0,27	0,21	0,56	0,23	0,13	0,13	0,20	0,24	0,30
mg	0,67	0,73	0,75	0,71	0,72	0,72	0,66	0,68	0,72	0,61	0,68	0,43
qz	-39,1	-44,2	-64,1	-51,5	-62,0	-61,0	-33,9	-72,0	-65,1	-35,7	-50,8	-98,6
CIPW-Norm												
q	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
or	8,27	7,03	5,11	10,99	4,65	7,63	9,16	0,20	0,09	7,86	10,34	—
ab	9,39	5,98	—	9,18	—	—	21,32	—	—	18,59	6,26	—
an	15,66	15,75	2,12	9,98	19,22	5,98	15,71	2,51	3,18	16,87	12,07	7,22
ne	6,19	9,41	20,26	10,52	20,49	12,33	3,76	28,56	25,67	5,70	13,48	35,07
lc	—	—	7,35	—	4,46	17,83	—	6,40	5,68	—	—	23,49
di	wo	14,38	13,68	16,26	10,72	9,35	13,05	10,94	20,97	19,90	12,72	14,56
	en	10,69	10,24	12,55	8,43	6,75	11,28	7,87	17,59	14,34	8,60	11,64
	fs	2,29	2,08	1,97	1,09	1,75	—	2,09	0,70	3,76	3,15	1,24
hy	en	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	fs	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ol	fo	14,71	19,00	18,27	18,77	18,34	16,43	12,29	8,79	14,72	11,69	14,31
	fa	3,48	4,26	3,16	2,66	5,23	—	3,59	0,39	4,26	4,72	1,68
	cs	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,61
mt	5,21	4,48	4,35	5,86	1,51	4,80	4,28	7,32	3,45	5,18	7,00	3,47
il	5,03	3,84	4,46	5,18	6,17	6,95	4,08	5,41	3,17	4,03	5,43	5,51
hm	—	—	—	—	—	1,94	—	—	—	—	—	—
ap	1,39	1,32	1,41	2,32	0,97	1,07	1,32	—	—	—	—	0,97
Summe	96,69	97,07	97,27	95,69	98,89	99,28	96,41	98,54	98,21	99,08	97,99	98,89

3. Die Pyroxene der tholeiitischen Vogelsberg-Vulkanite

3.1. Augite und Pigeonite

Über die Pyroxene des Maintrapps und ihre charakteristischen Verwachsungen liegt bereits eine ausführliche Untersuchung vor (Ernst u. Schorer 1969). Sie soll hier durch Mikrosondenanalysen ergänzt und auf die Quarzdo-
lerite ausgedehnt werden.

In allen neu mit der Mikrosonde untersuchten Beispielen von Klinopyroxenverwachsungen aus dem Maintrapp konnten wiederum die schon festgestellten scharfen Grenzen zwischen den Augit- und Pigeonitbereichen gefunden werden (Abb. 5). Dabei ändern sich nicht nur die Verhältnisse Ca:Mg:Fe, sondern auch die Al- und Ti-Gehalte sprunghaft. Die Ca-armen Pyroxene haben stets niedrigere Anteile an Al_2O_3 und TiO_2 als die Augite. Der Zonarbau der Augitbereiche äußert sich neben der üblichen Fe-Zunahme zum Rand hin in einer Al- und Ti-Abnahme (Randzonen des Profils Abb. 5!).

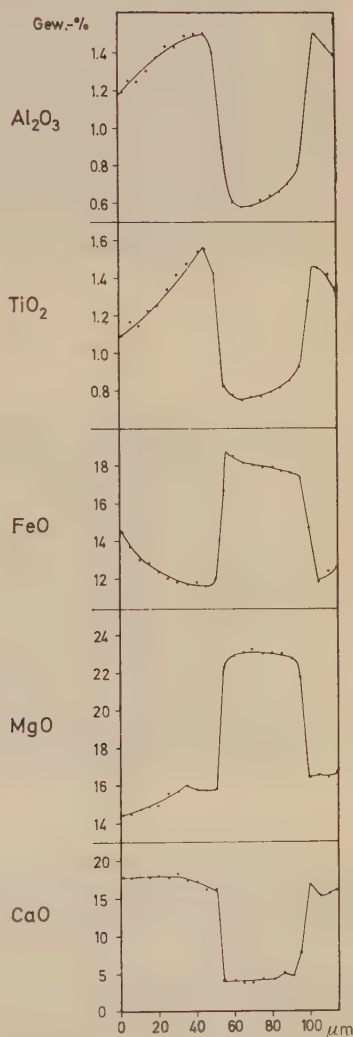
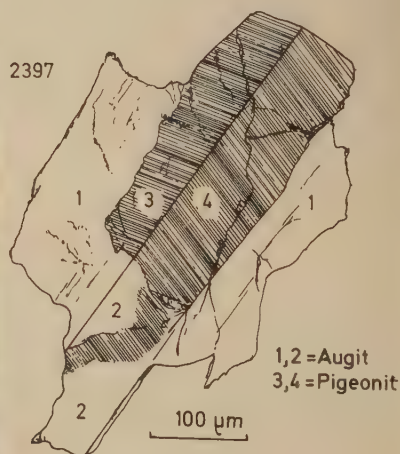
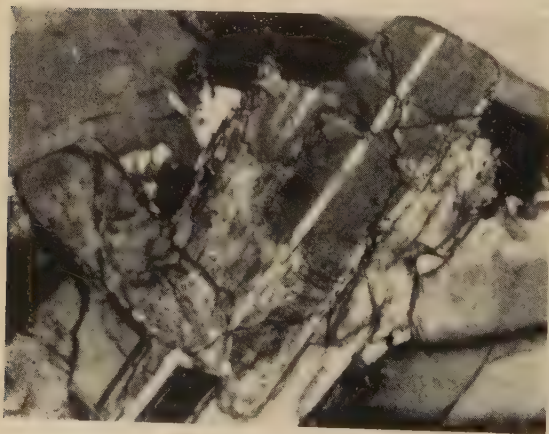
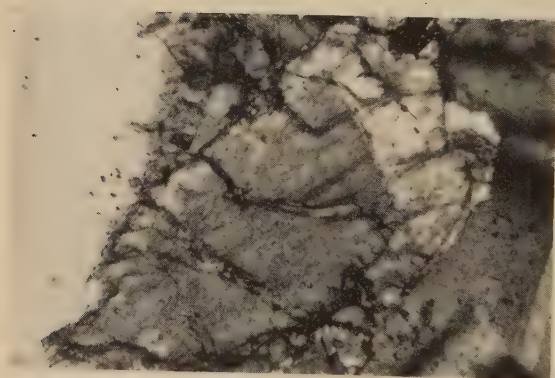
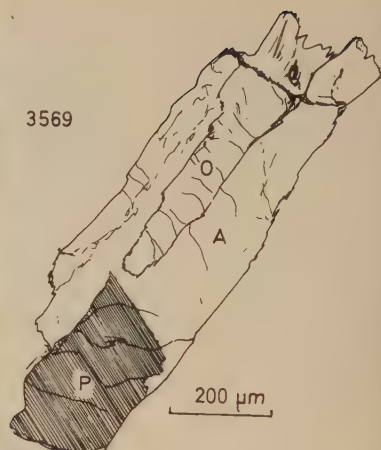
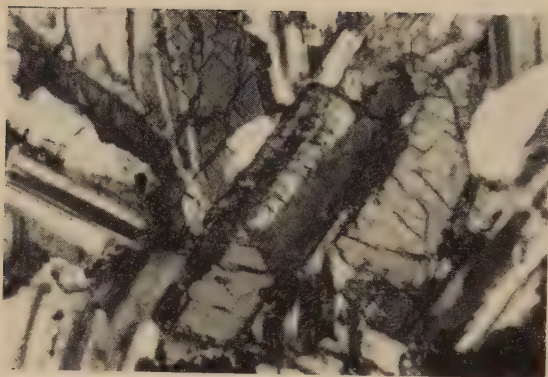


Abb. 5.

Mikrosondenprofil einer Augit-Pigeonit-Verwachsung aus dem Maintrapp (Schliff 975, Wilhelmsbad bei Hanau). Das Profil über das ca. $115\ \mu\text{m}$ große Korn wurde in $5\text{-}\mu\text{m}$ -Schnitten gemessen. Der mittlere Bereich ist Pigeonit, die beiden Ränder sind Augit mit Zonarbau. Das SiO_2 -Profil wurde nicht dargestellt; es zeigt nicht so charakteristische Variation wie die anderen Profile

Dasselbe gilt für die Pyroxene der Quarzdolerite, wo ähnliche Pyroxenverwachsungen vorkommen. Wichtigster Unterschied gegenüber dem Maintrapp ist, daß die Pigeonite der Quarzdolerite feine Entmischungslamellen $\parallel (001)$ enthalten (Abb. 6). Die Lamellen sind sehr fein, an der Grenze des lichtmikroskopischen Auflösungsvermögens, und können daher nicht mit der Mikrosonde untersucht werden. Sie sind nur in Schnitten, in denen sie etwa senkrecht



einfallen, zu sehen und zeigen dann eine etwas höhere Doppelbrechung als die Pigeonite. Außerdem erkennt man, daß sie gemeinsam mit dem Augit auslöschen, mit dem der Pigeonit verwachsen ist. Diese Beobachtungen machen es sehr wahrscheinlich, daß Entmischungslamellen eines Ca-reichen Klinopyroxens vorliegen. Die einfache Erklärung dafür ist die im Vergleich zu den Maintrapp-Ergüssen wesentlich langsamere Abkühlung der Quarzdolerit-Gänge. Dadurch stand genügend Zeit zur Verfügung für eine Entmischung entsprechend der Mischungslücke im Pyroxentrapez, die sich mit sinkender Temperatur verbreitert.

Die Zusammensetzung der Augite und Pigeonite von Maintrapp und Quarzdoleriten ist sehr ähnlich, siehe Tabelle 6 und 7 (Methoden der Analyse und Umrechnung siehe im Anhang). Wie die Darstellung im Pyroxentrapez (Abb. 7) zeigt, streuen die Analysen in einem weiten Bereich, bei den Maintrapp-Proben (975, 1278) recht unregelmäßig und bei den Quarzdoleriten (3876, 3511) etwa entlang von Linien, die ungefähr dem Verlauf der Pyroxenentwicklung in Intrusivgesteinen (z.B. Skaergaard, Brown 1957) entsprechen. Für die untersuchten Quarzdolerite kann man diesen Entwicklungstrend angenähert so angeben: Die Augite liegen im Bereich von Ca40 Mg47 Fe13 bis etwa Ca35 Mg30 Fe35, die Pigeonite von Ca7.5 Mg66.5 Fe26 bis Ca13 Mg46 Fe41.

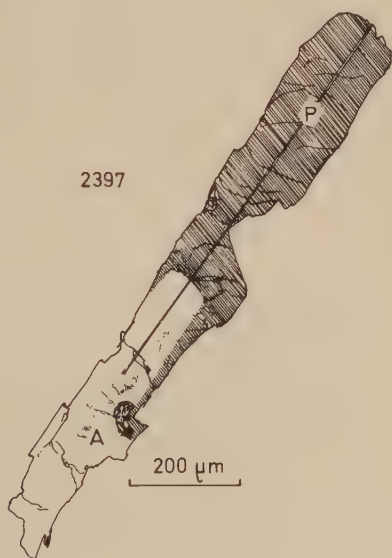


Abb. 6. Pyroxenverwachsungen aus Quarzdoleriten. A = Augit, P = Pigeonit, O = Orthopyroxen. Der Maßstab bezieht sich jeweils auf die Zeichnung, die Photos haben etwas anderen Abbildungsmaßstab. Schliffnummern sind neben der Zeichnung angegeben. Die „Schraffur“ im Pigeonit stellt die Entmischungslamellen dar, die wie ein Teil der Verwachsungsflächen der beiden Klinopyroxene parallel (001) verlaufen. Durch Verzwillingung nach (100) entsteht ein „Fischgrätenmuster“ der Entmischungslamellen

Tabelle 6

Sondenanalysen von Pyroxenen des Maintrapps (Musterbeispiele, nicht Mittelwerte)

Probe Nr.	975/1	975/2	975/3	975/4	975/5	975/6	1278/1	1278/2	1278/3	1278/4	1278	
Pyroxen	Augite		Pigeonite			Augite			Orthopyroxen			
Gew.-%												
SiO ₂	51,8	52,2	51,8	52,0	51,6	50,2	51,3	50,9	51,1	51,3	50,9	
TiO ₂	1,7	1,2	1,4	0,7	0,6	0,5	1,3	1,4	1,1	0,7	0,7	
Al ₂ O ₃	1,8	1,1	1,4	0,6	0,6	0,4	1,6	1,4	1,1	1,2	1,1	
FeO	10,3	13,8	12,5	17,9	18,4	21,2	10,9	13,6	16,5	13,3	15,1	
MgO	15,4	14,6	16,4	23,0	22,0	19,7	17,9	16,3	15,3	28,4	26,5	
CaO	18,6	17,8	15,5	4,3	4,3	4,3	15,8	15,3	14,1	1,9	2,3	
Summe	99,6	100,7	99,0	98,5	97,5	96,3	98,8	98,9	99,2	96,8	96,6	
Umrechnung auf 6 O												
Z	Si	1,933	1,951	1,945	1,948	1,960	1,960	1,922	1,930	1,948	1,911	1,915
	Al	0,067	0,049	0,055	0,028	0,024	0,020	0,071	0,063	0,049	0,051	0,049
	Ti	—	—	—	0,020	0,015	0,014	0,007	0,008	0,004	0,019	0,020
WXY	Al	0,011	0,001	0,007	—	—	—	—	—	—	—	—
	Ti	0,047	0,034	0,040	—	0,002	—	0,030	0,031	0,029	—	—
	ΣFe	0,321	0,430	0,392	0,560	0,585	0,693	0,342	0,423	0,525	0,413	0,476
	Mg	0,858	0,813	0,919	1,287	1,250	1,147	0,999	0,918	0,866	1,573	1,488
	Ca	0,744	0,712	0,625	0,174	0,174	0,181	0,634	0,620	0,577	0,077	0,092
ΣWXY	1,981	1,990	1,983	2,021	2,011	2,021	2,005	1,992	1,997	2,063	2,056	
Pyroxen-Trapez												
Ca	37,6	35,8	31,5	8,6	8,7	9,0	31,6	31,0	28,9	3,7	4,5	
Mg	44,7	41,7	47,5	63,7	62,2	56,8	50,6	46,7	44,1	76,3	72,4	
ΣFe	17,7	22,5	21,0	27,7	29,2	34,3	17,8	22,4	27,0	20,0	23,2	

Eine sehr wichtige Beobachtung soll an Sondenanalysen von Probe 387 dargestellt werden: Fe-arme Augite sind mit Fe-armen Pigeoniten verwachsen (Analysen 3876/1 und 3876/4 der Tabelle 7) und andere Verwachsungen desselben Gesteins enthalten Fe-reichere Augite mit Fe-reicheren Pigeoniten (Analysen 3876/3 und 3876/5 der Tabelle 7). Trägt man diese Analysen ins Pyroxen-Trapez ein (Abb. 8), so erhält man „tie-lines“, wie sie charakteristisch sind für nebeneinander im Gleichgewicht kristallisierte Augite und Pigeonite. Aus dem Beispiel (Abb. 8) geht sehr schön die Lage dieser Verbindungslinien hervor; außerdem sieht man, wie sich die Mischungslücke zwischen Augit und Pigeonit mit zunehmendem Fe-Gehalt einengt. Die Beziehungen zwischen Augit und Pigeonit sind für die untersuchten Gesteine folgendermaßen zusammenzufassen: Die beiden Klinopyroxenphasen kristallisieren während des größten Teils der Erstarrungsperiode der Gesteine nebeneinander am Schluß allerdings scheint nur noch ein eisenreicher Augit die zuvor gebildeten Verwachsungen zu umsäumen.

Tabelle 7

Sondenganalysen von Pyroxenen der Quarzdolerite (Musterbeispiele, nicht Mittelwerte)

Probe Nr.	3876/1	3876/2	3876/3	3876/4	3876/5	3511/1	3511/2	3511/3	3511/4
Pyroxen	Augite			Pigeonite		Augite		Pigeonite	
Gew.-%									
SiO ₂	52,0	51,6	52,2	52,4	50,9	51,5	50,9	51,3	50,7
TiO ₂	1,0	1,2	1,2	0,2	0,8	0,9	0,8	0,5	0,7
Al ₂ O ₃	1,5	1,6	1,0	0,5	0,5	1,9	1,0	0,4	0,6
FeO	10,7	12,0	16,9	17,2	25,2	8,1	18,0	20,1	21,4
MgO	15,9	15,9	13,4	24,7	17,1	16,6	13,8	22,4	18,6
CaO	18,6	17,1	17,2	3,9	4,9	19,7	14,7	3,5	6,2
Summe	99,7	99,4	101,9	98,9	99,4	98,7	99,2	98,2	98,2
Umrechnung auf 6 O									
Z	Si	1,940	1,935	1,951	1,950	1,963	1,930	1,956	1,949
	Al	0,060	0,065	0,045	0,020	0,022	0,071	0,044	0,018
	Ti	—	—	0,004	0,007	0,015	—	—	0,014
WXY	Al	0,006	0,005	—	—	—	0,012	0,001	—
	Ti	0,029	0,035	0,029	—	0,007	0,024	0,024	—
	ΣFe	0,333	0,376	0,527	0,536	0,813	0,254	0,579	0,637
	Mg	0,885	0,890	0,748	1,369	0,981	0,925	0,788	1,266
	Ca	0,744	0,689	0,689	0,153	0,202	0,791	0,605	0,142
ΣWXY		1,997	1,995	1,993	2,058	2,003	2,006	1,997	2,045
Pyroxen-Trapez									
Ca	37,3	34,6	34,6	7,5	10,1	39,5	30,3	7,0	12,7
Mg	45,2	45,6	38,3	66,5	49,2	47,0	40,1	61,9	53,1
ΣFe	17,6	19,8	27,2	26,1	40,8	13,5	29,6	31,2	34,3

Die Al- und Ti-Gehalte der Augite sind stets höher als die der daneben vorliegenden Pigeonite; Abb. 9 stellt dies im Vergleich mit anderen tholeiitischen Vorkommen dar.

Entsprechend dem Kristallisationsverlauf zeigen die Klinopyroxene einen ausgeprägten Zonarbau mit Fe-Zunahme und Al- sowie Ti-Abnahme zum Rand hin. Mit der Fe-Zunahme kann man bei den Augiten meist eine Ca-Abnahme und bei den Pigeoniten eine Ca-Zunahme beobachten. Sehr oft ist der Zonarbau aber unregelmäßig. Man findet viele Körner, die auf der einen Seite ganz Fe-arm, am anderen Rand ganz Fe-reich sind. Ebenso unregelmäßig sind häufig die Verwachsungen ausgebildet. Das erklärt sich leicht aus den Wachstumsbedingungen, die man am Gefüge der Gesteine erkennt: Ein großer Teil der Plagioklase ist vor den Klinopyroxenen kristallisiert, so daß für diese nur die Zwickel dazwischen zur Verfügung standen. Die Klinopyroxene konnten also nicht frei in der Schmelze kristallisieren, sondern von einem Keim aus nur nach der Seite wachsen, wo Platz frei war. Das ist auch der Grund für das oft

typisch ophitische Gefüge: Große unregelmäßige Klinopyroxenbereiche sind um kleinere Plagioklasleisten herumgewachsen (besonders bei den Gesteinen von Dietesheim-Hanau).

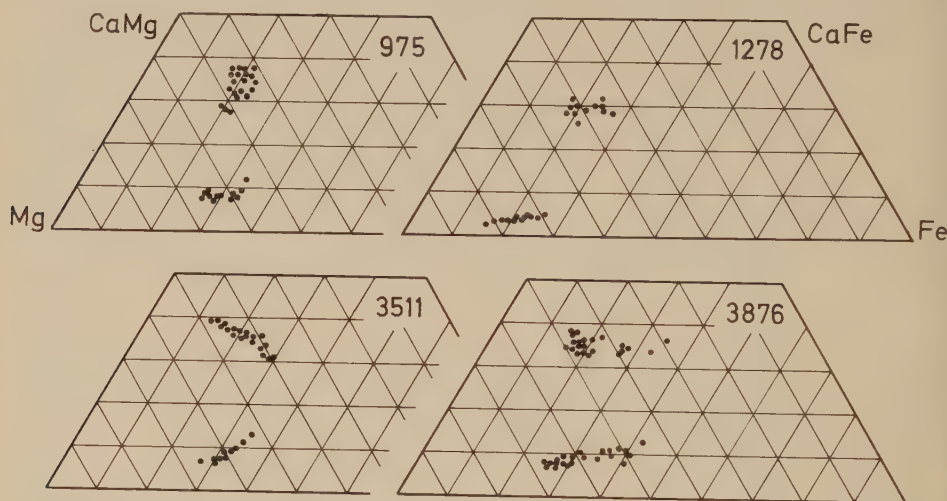


Abb. 7. Pyroxenanalysen von tholeiitischen Gesteinen im Pyroxentrapez (Sondenanalysen; Umrechnung siehe im Anhang). Jedes Trapez entspricht einem Gestein: 975 und 1278 Maintrapp, 3511 und 3876 Quarzdolerite. Bei 975, 3511 und 3876 liegen Augite und Pigeonite, bei 1278 Augite und Orthopyroxene vor. Ein Teil der Punkte sind Mittelwerte aus mehreren Messungen

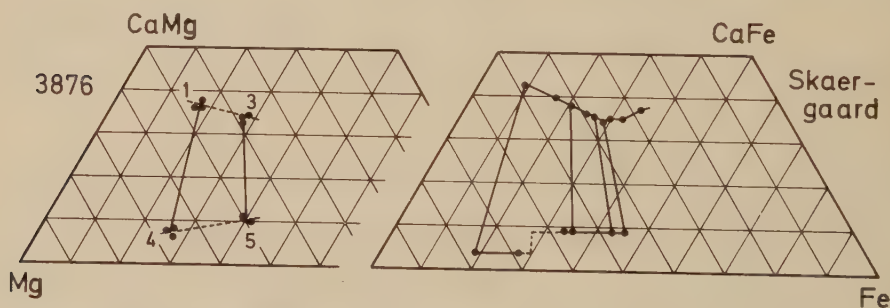


Abb. 8. Links: Sondenanalysen zweier Klinopyroxenverwachsungen eines einzigen Quarzdolerit-Schliffes (3876); das eine Korn besteht aus Augit 1 und Pigeonit 4, das andere aus Augit 3 und Pigeonit 5, jeweils durch Linien verbunden. Rechts: Zum Vergleich die Pyroxene der Skaergaard-Intrusion nach Brown (1957). „Tie-lines“ und Entwicklungstrends zeigen große Ähnlichkeit!

Optische Daten der Maintrapp-Klinopyroxene wurden schon früher angegeben (Ernst u. Schorer 1969); Messungen an den Quarzdoleriten sind in Tabelle 8 zusammengestellt. In beiden tholeiitischen Gesteinsgruppen ergeben sich entsprechend der Ähnlichkeit in der Zusammensetzung ähnliche Werte

(z. B. für die Achsenwinkel). Bei der weit überwiegenden Zahl der Pigeonite liegt die Achsenebene senkrecht (010), dabei herrschen Achsenwinkel zwischen 15° und 20° vor. Das entspricht der Gruppe der Ca-armen Pigeonite und stimmt mit den Sondenanalysen überein (wenn man z. B. Abb. 7 mit Plate I von Hess 1949 vergleicht). Dispersionskurven der Achsenwinkel von Pigeoniten sind bei Schorer (1970) angegeben.

Tabelle 8

Optische Daten der Pyroxene und Olivine von Quarzdoleriten

Vorkommen		Eisenkaute bei Herchen- hain	Atzküppel bei Wüst- willenroth	Wildfrau- haus bei Wohnfeld	Stornfels	Eckmanns- hain bei Ulrichstein
Schliff Nr.		3505, 3876	3511, 3513	3569	3570	2397
Augit	$2V\gamma$	40,5—48,5	41,5—50	41,5—47	42,5—46,5	41—48
AE $\parallel$ (010)	γ/c	43		41,5—42	43	42—43
$r > v$	$\Delta = \gamma - \alpha$			0,027		0,028
Pigeonit	$2V\gamma$	41—20		7—16,5*	13—20	17,5—23
AE $\perp$ (010)	γ/c	41—42		39—40	42—43	41—43
$r \gg v$	$\Delta = \gamma - \alpha$			0,023		0,022—0,023
Orthopyrox- en 2 Va	A** B	68—74 56—67	(sehr selten)	69—81 61—68	71—83 67—69	50—52
Olivin 2 Va		75	82—85	nicht vor- handen	86—88	75—79

* Das Grad-Zeichen wurde zur Vereinfachung bei allen Winkelangaben ($2V$, γ/c) weggelassen.

Mikrosonden-Analysen dieser Pyroxene:

Schliff Nr.	3876	3511
Augit	Ca38 bis Ca37	Mg48 Fe14 Fe34
	Mg29	Ca40 bis Ca31
	Fe25	Mg47 Fe13 Mg39
Pigeonit	Ca8 bis Ca13	Mg67 Fe41
	Mg46	Ca7 bis Ca13
	Fe28	Mg65 Fe28 Mg53
	Fe34	

* Dazu kommt eine Messung an einem kontinuierlich zonar gebauten Pigeonit mit $2V\gamma = 15^\circ$ (AE $\perp$ (010), $r \gg v$) über $2V = 0^\circ$ bis $2V\gamma = 16^\circ$ (AE $\parallel$ (010), $r \ll v$).

** Bei den Orthopyroxenen wurde unterschieden zwischen Kern (A) und Rand + kleinen Körnern (B), siehe Text. Das ist nicht möglich beim Vorkommen Eckmannshain.

Zur Klärung der gegenseitigen Orientierung von Augit und Pigeonit in Verwachsungen, die auf Grund der mikroskopischen Beobachtungen schon dargestellt wurde (Ernst u. Schorer 1969), wurden vorläufige

röntgenographische Untersuchungen vorgenommen. Precession-Aufnahmen von Pigeonit-Augit-Verwachsungen aus dem Maintrapp (Vorkommen Dietesheim) zeigen die Reflexe von Augit und Pigeonit getrennt nebeneinander. Die Gitterkonstanten der beiden Phasen sind nur wenig verschieden, nur der Winkel β unterscheidet sich stark: Er beträgt beim Augit $73,5^\circ$, beim Pigeonit 71° .

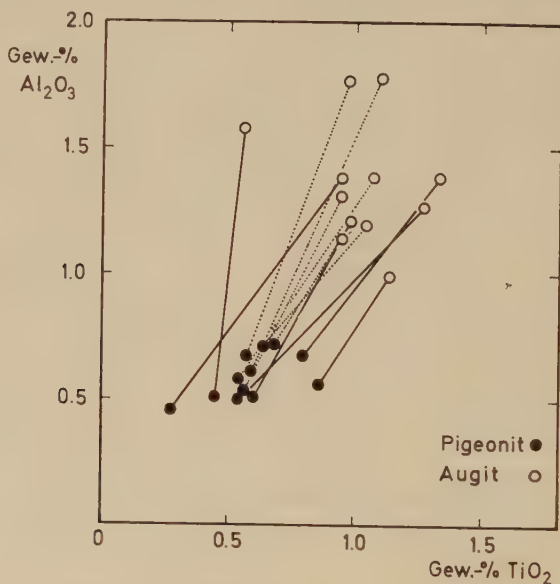


Abb. 9. Verteilung von Al und Ti auf koexistierende Augite und Pigeonite. Durchgezogene Linien verbinden Pyroxenpaare aus Vogelsberg-Tholeiiten, die jeweils in einer Verwachsung enthalten sind. Die punctierten Linien sind Mittelwerte der Thingmuli-Vulkanite Islands nach Carmichael (1967)

Die a- und b-Achsen von Augit und Pigeonit liegen parallel zueinander, die c-Achsen schließen einen Winkel von $2-2,5^\circ$ ein. Das stimmt überein mit Angaben von Morimoto (1956) über die Orientierung von Pigeonit und Augit in einer durch Entmischung gebildeten Verwachsung. Aus dieser Orientierung ergibt sich, daß beide Phasen die (001)-Ebene gemeinsam haben. Das ist die Ebene der feinen Entmischungslamellen im Pigeonit der Quarzdolerite; außerdem tritt (001) bei diesen Gesteinen sehr oft als scharfe Verwachsungsebene zwischen Pigeonit und Augit auf (vgl. Abb. 6). Jedoch lassen sich an Hand dieser vorläufigen Ergebnisse noch nicht alle optisch gefundenen Orientierungsbeziehungen beim Maintrapp (Ernst u. Schorer 1969) erklären, so daß weitere Untersuchungen folgen müssen.

3.2. Die Orthopyroxene

Die an Probe 1278 bestimmte Zusammensetzung der Orthopyroxene zeigt zunächst, daß diese wesentlich weniger CaSiO_3 enthalten als die

Pigeonite (vgl. Tabelle 6 und Abb. 7). Al- und Ti-Gehalte sind etwa ebenso niedrig wie bei diesen. Sondenanalysen geben bisher einen Bereich von etwa Fs 16 bis Fs 28 für die Orthopyroxene des Maintrapps an; auf Grund der Achsenwinkelmessungen reicht der Bereich noch zu höheren Fe-Werten bis ca. Fs 35—40. Eine Sonderstellung nehmen die noch Fe-reicheren Orthopyroxene des Quarzdolerites vom Eckmannshain ein (siehe unten).

In einer Reihe von Proben kann man an den Orthopyroxenen, v. a. wenn es große Körner sind, einen diskontinuierlichen Zonarbau beobachten: Um einen unregelmäßigen Kern folgt eine Fe-reichere Randzone, wobei sich der Eisengehalt an der Grenze sprunghaft, wenn auch nicht stark, ändert. In Tabelle 8 wurden die beiden Orthopyroxenbereiche getrennt behandelt. Nur die Randzonen solcher Orthopyroxene wachsen wie die Klinopyroxene ophitisch (subophitisch) um Plagioklasleisten herum. Die Kernzonen haben die mittlere Zusammensetzung Fs 17—25, die Randbereiche Fs 25—35 (—40), und zwar bei Gesteinen des Maintrapps ebenso wie bei den Quarzdoleriten. Orthopyroxene von der Zusammensetzung der Kerne treten bei einigen Quarzdoleriten manchmal so groß auf, daß man von Einsprenglingen sprechen muß (z. B. bei Proben 3505, 3876). Das gilt auch für die Gesteine vom Holzberg bei Liederbach (Proben 3559, 3757). Es ist anzunehmen, daß es sich bei diesen Einsprenglingen und den Kernen der diskontinuierlich-zonaren Körner um Orthopyroxene handelt, die schon unter intratellurischen Bedingungen, also höherem Druck, als erste Phase aus der tholeiitischen Schmelze ausgeschieden wurden. Ihre niedrigen Al-Gehalte (um 1 % Al_2O_3) zeigen aber, daß der Druck bei ihrer Kristallisation nicht allzu hoch gewesen sein kann, denn bei hohen Drucken wird im allgemeinen weit mehr Al_2O_3 eingebaut (Kuno 1964, Jamieson 1966, Green u. Ringwood 1967).

Im Gestein des Vorkommens am Eckmannshain bei Ulrichstein liegen im Vergleich zu den anderen Quarzdoleriten sehr eisenreiche Orthopyroxene vor: etwa Fs 50 auf Grund der Achsenwinkel von 50—52° (Tabelle 8). Auch die wenigen Olivine sind recht Fe-reich, nach Blaschke (1965 b) enthalten sie mehr als 40 Mol-% Fa, und nach den eigenen Achsenwinkelmessungen (Tabelle 8) liegen sie bei ca. Fa 38—47. Weit auffälliger noch ist die Ausbildung der Fe-reichen Orthopyroxene in diesem Gestein (Probe 2397): Sie enthalten häufig unregelmäßige Lamellen und gehen über in Pigeonite mit feinen regelmäßigen Lamellen, wie sie oben für die anderen Quarzdolerite beschrieben wurden. Die Lamellensysteme von Pigeonit und Orthopyroxen sind etwa parallel zueinander. Häufig beobachtet man, daß das „Fischgrätenmuster“, das die (001)-Lamellen in einem nach (100) verzwillingten Pigeonit bilden, zusammen mit der Zwillingsgrenze im Orthopyroxen weitergeführt wird (Abb. 10). Das ist genau die Erscheinungsform des „inverted pigeonite“, wie er aus vielen Intrusionen beschrieben wurde (Brown 1957, 1967; McDougall 1961; Kuno 1966), also eines Orthopyroxens, der durch Umwandlung aus einem Pigeonit (oder einer anderen „Hoch-Klinopyroxenphase“) entstanden ist. Nur diese Deutung kann das im Orthopyroxen enthaltene „fischgrätenartige“ Lamellensystem erklären.

Dabei ist noch nicht klar, ob der Umwandlungsprozeß in unserem Fall an dem hohen Eisengehalt dieser Pyroxene gebunden ist. Neben dem „inverted pigeonite“ kommen in derselben Probe auch die normalen Augit-Pigeonit-Verwachsungen wie in den anderen Quarzdoleriten vor (Abb. 6).



Abb. 10.

Pigeonit und „inverted pigeonite“. Zwillings nach (100), aus Quarzdolerit vom Eckmannshain (2397). Der Hauptbereich in der Mitte ist Pigeonit mit einem scharfen System von (001)-Entmischungslamellen. Dieses setzt sich nach oben und unten innerhalb des Orthopyroxens („inverted pigeonite“) unregelmäßig fort

3.3. Die Vorgänge der Pyroxenkristallisation

Das Bild der Pyroxenkristallisation in tholeiitischen Gesteinen des Vogelsberges nach Ernst u. Schorer (1969, S. 125—127) kann nun etwas ausgebaut so dargestellt werden:

Die eisenarmen Kern- und Einsprenglingsorthopyroxene sind als erste Pyroxenphase, nicht zusammen mit Augit, kristallisiert. Nach dem Ausfließen des Lavaströms bzw. nach der Platznahme der Schmelze in den Gängen ist zunächst nochmals Orthopyroxen — dann schon zusammen mit Plagioklas — kristallisiert, evtl. auch schon gleichzeitig die ersten Fe-ärmsten Augite. Diese beiden ersten Ausscheidungsstadien, die durch Orthopyroxen gekennzeichnet sind, können völlig fehlen. Nächste Phase der Pyroxenkristallisation war die Ausscheidung von Pigeonit und Augit nebeneinander, jeweils im Gleichgewicht mit der sich an Eisen anreichernden Schmelze. Das abschließende Stadium schließlich ist die Bildung Fe-reicher Augite in schmalen Rändern um die schon vorhandenen Pyroxene sowie dendritisch innerhalb der Restkristallite. Bei den Quarzdoleriten folgt noch im Subsolidusbereich die Ausscheidung feiner Entmischungslamellen im Pigeonit und im Fall des Vorkommens vom Eckmannshain eine teilweise „Inversion“. Die in tholeiitischen Gesteinen des Vogelsberges nur spärlich auftretenden Olivine (meist Fa 15—30, selten bis über Fa 40) sind Frühausscheidungen aus der Schmelze, die nur durch Ummantelung mit Pyroxenen erhalten blieben bzw. infolge zu schneller Erstarrung nicht mehr reagieren konnten.

4. Die Pyroxene der alkalibasaltischen Vogelsberg-Vulkanite

4.1. Überblick

Die Gesteine der Alkalibasaltserien zeigen in Modalbestand, Chemismus und Struktur eine viel stärkere Variation als die Tholeiite, daher wurden an einer größeren Zahl von Proben Pyroxenanalysen mit der Mikrosonde ausgeführt (siehe Tabelle 9). Die Analysen sind in den Pyroxentrapezen der Abb. 11 dargestellt. Die wichtigsten Ergebnisse sollen zunächst verallgemeinert zusammengefaßt werden:

- a) Es sind stets nur Ca-reiche Klinopyroxene vorhanden, wenn man von einigen Orthopyroxenen mit Reaktionsrändern absieht, die offensichtlich Fremdbestandteile oder Relikte eines Hochdruckstadiums sind.
- b) Wie bei den tholeiitischen Gesteinen ist der normale Entwicklungstrend der Eisenanreicherung zu beobachten: Zonargebaute Körner werden nach außen hin Fe-reicher und Mg-ärmer. Dabei ändert sich (im Gegensatz zu den Tholeiiten) der Ca-Gehalt meist nur wenig.
- c) In vielen Schliffen sind auffällige Unterschiede zwischen Grundmasseaugiten und Einsprenglingen festzustellen. Das wird in einem der folgenden Abschnitte ausführlich besprochen.
- d) Sehr stark variieren die Al_2O_3 - und TiO_2 -Gehalte, wobei beide miteinander zu- oder abnehmen und der SiO_2 -Gehalt gegenläufig ist. Al- und Ti-Änderungen prägen den Zonarbau vieler Augite mehr als die Fe-Anreicherung. Auch das muß gesondert diskutiert werden.
- e) Für die am stärksten untersättigten Gesteine würden die darstellenden Punkte der Pyroxene im Trapez CaMg-CaFe-Fe-Mg über der Linie von 50 Atom-% Ca liegen, wenn man Al (und Ti) nicht berücksichtigt. Wie bei Lebas (1962, fig. 1) und White (1966, fig. 2) würden sich dann Werte bis zu 55 Atom-% Ca ergeben. Hier wurden daher Al und Ti nach Oosterom (1963) auf Mg und Fe aufgeteilt (siehe Anhang: Umrechnung der Pyroxenanalysen). Dann liegt in allen untersuchten Fällen CaSiO_3 bei 40–50 Mol-%.

Beschreibung der analysierten Pyroxene der Tabelle 9 in Stichworten

Im Gegensatz zu Tabelle 9 sind die Proben im folgenden nach den Nummern angeordnet, vgl. dazu Tabelle 1–4. Die Pyroxene werden als Augite oder Titanaugite bezeichnet, auch wenn sie nach der Nomenklatur von Poldervaart u. Hess (1951) im Feld der Salite liegen. Fundortbezeichnungen wurden sehr abgekürzt, bei den meisten Fällen handelt es sich um Steinbrüche.

1281 Südlich Düdelsheim

Die Pyroxene der Grundmasse sind bräunlich gefärbte, idiomorphe Augite. Große Augiteinsprenglinge treten nur selten auf, sie sind charakteristisch zonar mit einem fast farblosen, unregelmäßig begrenzten Kern (z. T. mit vielen Einschlüssen) und einer scharf abgesetzten braunen Randzone, die nach außen idiomorph begrenzt ist. Die Kerne der Einsprenglinge haben $2V\gamma = 56–59^\circ$, $\gamma/c = 42–43^\circ$, die Ränder und die Grundmasse $2V\gamma = 50–54^\circ$, $\gamma/c = 48–50^\circ$ bei geneigter Dispersion. Sanduhrbau ist bei den Grundmasseaugiten verbreitet.

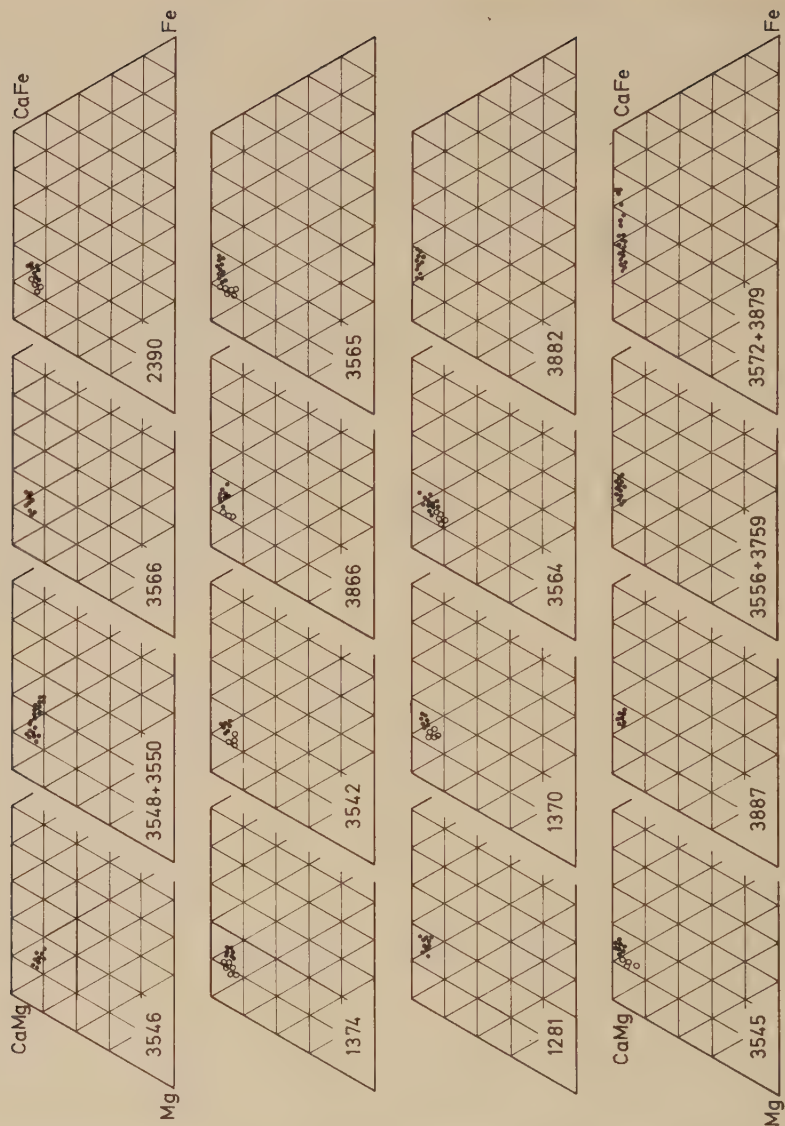


Abb. 11. Mikrosondenanalysen von Pyroxenen alkalibasaltischer Gesteine des Vogelsberges, dargestellt im Pyroxentrapez (Schliffnummern: siehe Tabelle 1/4/5 und Beschreibung S. 101; Analysenumrechnung: siehe Anhang). Die Proben sind ungefähr nach zunehmender Untersättigung der Gesteine angeordnet: Es beginnt oben zunächst mit foid-freien „Trappen“, z. B. 3546, dann folgen foid-arme Alkali-Olivinbasalte, z. B. 1374, dann Basanite und Nephelinite, z. B. 3545, und zuletzt Nephelindolerite 3572 + 3879. Punkte sind Grundmassepyroxene und Kreise Einsprenglinge (Unterscheidung von Grundmasse und Einsprenglingen: S. 109); ein Teil der Punkte sind Mittelwerte aus mehreren Messungen. Ergänzende Darstellungen für einige Beispiele folgen in den Abb. 13, 19, 20, 22

Tabelle 9 (Fortsetzung)

Probe Nr.	3545	3546	3548	3550	3564						
Pyroxen	Riesen-Einspr.	Einspr.	Grundmasse	Grundmasse	Einspr. Kern	Einspr. Rand	Grundmasse				
Gew.-%											
SiO ₂	51,1	48,9	44,5	52,0	51,1	49,8	50,0	49,6	48,5	48,3	48,5
TiO ₂	4,0	4,7	3,7	4,0	4,5	4,3	4,6	4,8	2,2	3,1	2,1
Al ₂ O ₃	6,2	5,5	9,0	4,8	2,2	2,4	3,1	2,2	2,9	5,0	5,3
FeO	4,8	5,0	6,8	7,2	9,1	6,2	9,3	12,7	9,0	6,8	7,5
MgO	46,1	43,9	44,8	46,4	45,1	45,4	43,3	44,9	43,8	43,4	43,9
CaO	20,7	22,7	23,8	21,6	20,6	20,9	21,3	19,3	21,0	23,1	22,5
Summe	99,9	97,7	99,6	100,0	99,6	97,3	98,4	97,9	98,5	99,7	99,8
Unrechnung auf 6 O											
Σ { Al Ti	Si	1,860	1,843	1,678	1,924	1,910	1,894	1,925	1,881	1,827	1,812
	Al	0,160	0,157	0,322	0,077	0,090	0,071	0,406	0,119	0,174	0,188
	Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
WXY { Mg Ca	Al	0,127	0,086	0,077	0,002	0,008	0,037	0,036	0,012	0,138	0,023
	Ti	0,027	0,047	0,104	0,027	0,042	0,037	0,045	0,053	0,027	0,088
	Σ Fe	0,165	0,158	0,215	0,223	0,285	0,195	0,295	0,410	0,166	0,213
	Mg	0,872	0,782	0,662	0,905	0,840	0,867	0,752	0,685	0,829	0,748
		0,807	0,915	0,961	0,854	0,823	0,863	0,867	0,796	0,830	0,925
Σ WXY	1,978	1,988	2,019	2,011	1,998	1,979	1,995	1,971	1,991	1,990	2,014
Pyroxen-Trapez											
Ca	40,8	46,0	47,6	42,5	41,2	42,6	43,5	40,4	42,9	41,7	44,8
Mg	48,0	42,7	37,3	45,7	43,3	45,7	39,7	36,8	40,9	45,8	41,1
Σ Fe	41,2	41,3	45,1	44,8	45,5	44,7	46,8	22,8	46,1	42,5	44,1

Tabelle 9 (Fortsetzung)

Probe Nr.	3879			3882			3887		
Pyroxen	Mitte			Mitte			Rieseng. Einspr.	Einspr. (Mitte)	Grund- masse
Gew.-%									
SiO ₂	46,1	39,4	49,4	48,9	47,0	41,4	49,8	47,2	43,9
TiO ₂	3,3	5,7	4,3	0,9	3,0	4,8	1,5	2,1	3,3
Al ₂ O ₃	8,0	12,9	4,4	1,8	6,5	11,9	6,6	6,2	9,3
FeO	6,8	7,7	11,6	18,9	6,3	7,6	5,7	5,9	7,0
MgO	41,9	9,4	9,8	4,3	12,6	10,0	14,3	13,8	11,6
CaO	23,7	23,2	23,0	22,4	23,8	23,2	21,4	22,9	23,2
Summe	99,8	98,0	98,9	97,2	99,2	98,9	99,3	98,1	98,3
Umrechnung auf 6 O									
%	Si	4,727	4,886	4,976	4,768	4,581	1,839	1,785	4,673
	Al	0,273	0,415	0,024	0,232	0,449	0,161	0,215	0,327
WXY	Ti	—	—	—	—	—	—	—	—
	Al	0,080	0,112	0,059	0,057	0,116	0,127	0,063	0,094
WXY	Ti	0,094	0,165	0,028	0,085	0,139	0,042	0,059	0,096
	Σ Fe	0,212	0,250	0,639	0,198	0,262	0,175	0,187	0,222
WXY	Mg	0,667	0,526	0,260	0,706	0,566	0,785	0,776	0,660
	Ca	0,950	0,963	0,969	0,958	0,950	0,847	0,931	0,950
Σ WXY		2,003	2,016	4,955	2,004	2,013	1,976	2,016	2,022
Pyroxen-Trapez									
Ca	47,4	47,8	47,6	48,6	47,8	47,2	42,9	46,2	47,0
Mg	37,7	33,0	34,0	15,5	38,8	34,4	44,0	41,5	37,4
Σ Fe	14,9	19,3	21,5	34,9	13,4	18,4	13,1	12,3	15,7

1370 Galgenberg bei Gießen

Zonar gebaute Titanaugiteinsprenglinge: Grundmasse enthält viele idiomorphe, bräunliche Titanaugit-Kriställchen mit starken Dispersionseffekten. Kerne der Einsprenglinge sind fast farblos oder haben (selten) grünliche Farbe, der Rand sowie die Grundmasseaugite haben kräftigere braune Färbung.

1374 Oberwiddersheim

Grundmasse enthält viele idiomorphe Augite. Als Einsprenglinge treten Titanaugite mit Zonarbau auf (Rand hat kräftigere Braunfärbung und ist scharf gegen den Kern begrenzt, Abb. 14., $2V\gamma$ ist bei Einsprenglingen im Kern etwas größer ($53-55^\circ$) als am Rand und in der Grundmasse ($50-52,5^\circ$; $\gamma/c \approx 43^\circ$).

2390 Altenberg bei Lauterbach („Ilbeshäuser Trapp“)

Augite als Einsprenglinge und in der Grundmasse schwach gelbbraun und schlecht idiomorph. Dispersionseffekte nur sehr schwach, eine Felderteilung (Sanduhrbau) ist manchmal angedeutet; $2V\gamma = 53-54^\circ$. Nur geringer Zonarbau erkennbar.

3542 Steinbach bei Gießen

Schwach braun gefärbte Augiteinsprenglinge mit Sanduhrbau und Auslöschungsdispersion. Manchmal tritt ein charakteristischer rhythmischer (oszillierender) Schalenbau auf. Grundmasse enthält kleine Augitkriställchen zwischen größeren Plagioklasleisten.

3545 Dreihäusen

Als Einsprenglinge treten Augite mit starkem Zonarbau auf (Abb. 15): Die unregelmäßigen, nur schwach gefärbten Kerne sind oft schwammartig von Einschlüssen durchsetzt, manchmal von bläschenartigen Einschlüssen, die auf Ebenen angeordnet sind. Rand und idiomorphe Pyroxene der Grundmasse sind Titanaugite mit starken Dispersionseffekten. Häufig treten in diesem Vorkommen Rieseneinsprenglinge von Augiten bis zu 2–3 cm Durchmesser auf (siehe Tabelle 10).

3546 Londerf („Londorfer Trapp“)

Zwischen Grundmasse und Einsprenglingen kann man nicht unterscheiden. Die Pyroxene sind schwach bräunlich gefärbte Augite mit geringen Dispersionseffekten, $2V\gamma = 49-53^\circ$ ($r > v$ schwach).

Eine grobe Schliere aus demselben Steinbruch (Probe 3547) enthält Augite mit stärker geneigter Dispersion und angedeutetem Sanduhrbau, $2V\gamma = 45-52^\circ$.

3548 Niederoßleiden

Augite nur in der Grundmasse, manchmal angehäuft: idiomorph und meist recht klein. Auslöschungsdispersion ist kaum zu erkennen. $2V\gamma = 49-52^\circ$. (Normalgestein dieses Vorkommens.)

3550 Niederoßleiden (Grobe Schliere)

Sehr große, schlecht idiomorphe Augite mit schwacher Auslöschungsdispersion. Auslöschung wandert oft unregelmäßig durch die Körner. Achsenwinkel nimmt zum Rand hin etwas zu, Auslöschungsschiefe ab. Färbung in der Mitte kräftiger als am Rand (etwa lilafarbig bis braun). $2V\gamma = 46, 5-49^\circ$ (Mitte) und $50-52^\circ$ (Rand).

3556/3759 Getürms bei Billertshausen („Glasbasalte“)

Große Titanaugite mit sehr schön ausgebildetem Sanduhrbau. Daneben in der Grundmasse dendritische Titanaugite (stern- und tannenbaumförmig). Ausführliche Angaben zu diesen Proben finden sich bei Diehl (1924, 1926a, 1926b) und Schorer (1970).

3564 Klöshorst bei Grebenhain

Zonare Titanaugiteinsprenglinge: Kern weniger stark gefärbt als der Rand und oft von Einschlüssen durchsiebt. Grundmasse enthält viele idiomorphe Titanaugit-Kriställchen. Ab und zu treten Orthopyroxene mit Reaktionsrand auf (vgl. Tabelle 11, Abb. 21/22), auch ganz kleine „Olivinknollen“.

3565 Betzenrod bei Schotten (Vockenhain-Erguß)

Sehr große Titanaugiteinsprenglinge mit Zonarbau, oft siebartig durchlöchert von Einschlüssen, manchmal werden kleine idiomorphe Olivine unwachsen. Grundmassepyroxene sind Titanaugite mit kräftiger Auslöschungsdispersion. Manchmal Orthopyroxene mit Reaktionsrand.

3566 Hopfmansfeld

Augite in der Grundmasse und selten als Einsprenglinge, beide Phasen schwach braun gefärbt. Schwacher Zonarbau, $2V\gamma = 51-56^\circ$, $\gamma/e = 45-48^\circ$. Zonarbau äußert sich kaum am Achsenwinkel, während die Auslöschungsschiefe zum Rand hin deutlich zunimmt.

3572 Friedrichshütte bei Laubach (Nephelindolerit)

Sehr große, nicht idiomorphe Titanaugite, kräftig violettbraun bis orangebraun (pleochroistisch), angedeutet ist Sanduhrbau. Sehr starke Dispersionseffekte (Auslöschungsdispersion, geringste Dispersion stark). Äußerster Rand und sehr kleine Körner in Zwickelmassen bestehen aus blaßgrünen bis grasgrünen Pyroxenen mit deutlichem Pleochroismus: Ägirinaugit.

3759 siehe 3556.

3866 Gedern

Einsprenglinge und Grundmassepyroxene sind Augite mit schwacher, aber deutlicher Auslöschungsdispersion. Sanduhrbau ist manchmal erkennbar. Die Einsprenglinge bilden manchmal Anhäufungen aus Olivinen und Augiten.

3879 Kalte Buche bei Hartmannshain (Nephelindolerit)

Große idiomorphe (oft schlecht ausgebildete) Titanaugite mit deutlichem Sanduhrbau (Abb. 4). Stark violettbraune Färbung, in den einzelnen Sektoren verschieden: am stärksten und dann mit deutlichem Pleochroismus von violettbraun nach orangebraun in den Sektoren bei (100). $2V\gamma = 45-48^\circ$. Starke Dispersionseffekte. Manchmal treten grüne Ränder einer anderen Pyroxenphase auf (Ägirinaugit), $2V\gamma = 62^\circ$. Gitterkonstanten im Mittel: $a_0 = 9,754 \text{ \AA}$; $b_0 = 8,875 \text{ \AA}$; $c_0 = 5,303 \text{ \AA}$; $B = 73,99^\circ$.

3882 Nordwestlich Mittelseemen

Titanaugite mit kontinuierlichem Übergang von sehr kleinen zu sehr großen Kristallen, ohne daß man zwischen Grundmasse und Einsprenglingen unterscheiden könnte. Idiomorph, häufig Zwillinge nach (100), manchmal mehrere Kriställchen knäuel förmig zusammengewachsen. Schwach braun mit dunkleren Rändern. Starke Dispersionseffekte und oft schöner Sanduhrbau.

3887 Höllberg bei Hirzenhain

Wenige Augiteinsprenglinge: Rand aus Titanaugit, Kern z. T. grün gefärbt mit unregelmäßigen Umrissen. Grundmassepyroxene sind Titanaugite mit starken Dispersionseffekten. Das Handstück enthält einige Rieseneinsprenglinge von Augit (Tabelle 10), auch eine Olivinknolle.

4.2. Die Entwicklung der Grundmasse-Pyroxene

Als „Grundmasse-Pyroxene“ sollen alle folgenden Pyroxene zusammengefaßt werden:

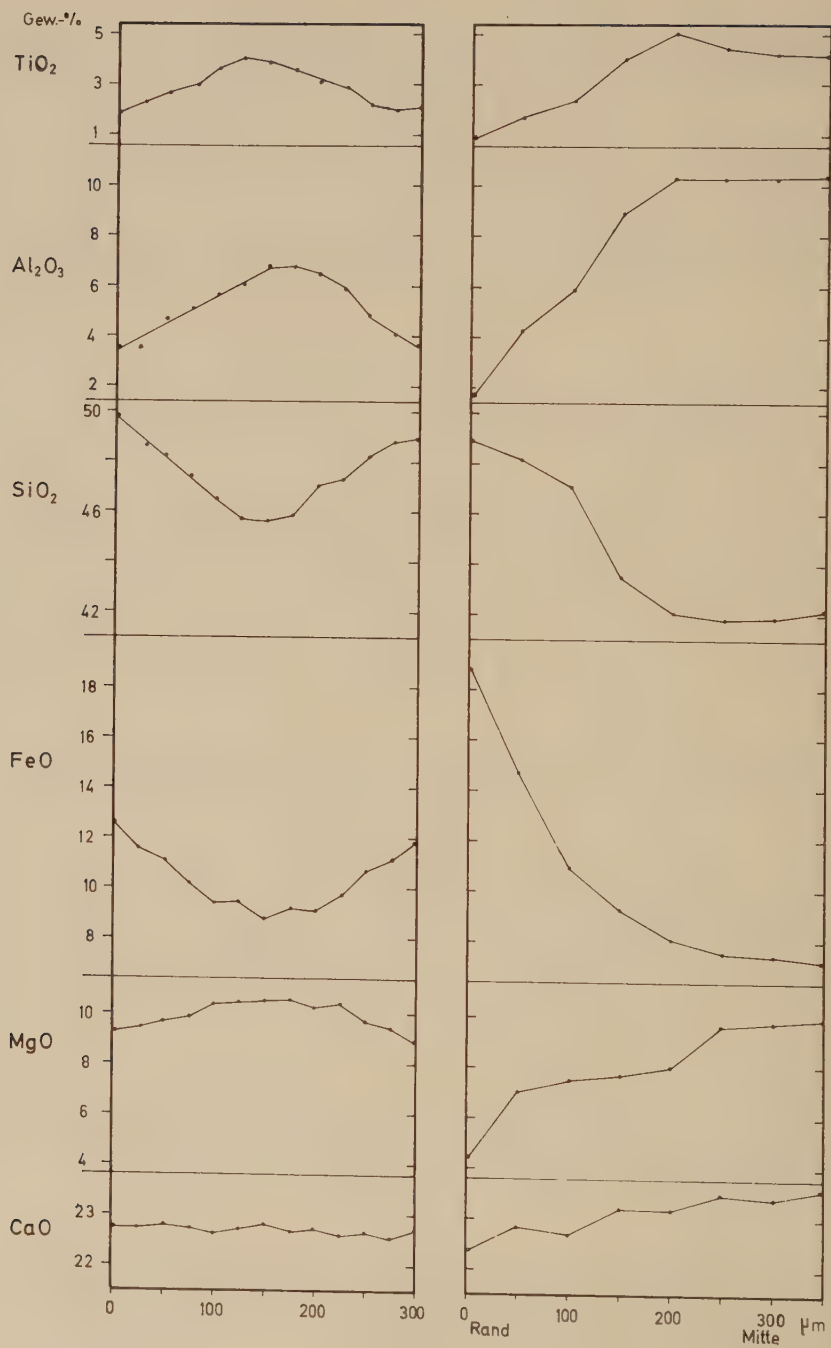
- a) echte Grundmasse-Kriställchen, die sich in der Größe stark von einer Einsprenglingsgeneration unterscheiden (keine kontinuierliche Korngrößenverteilung, sondern 2 Maxima!);
- b) die Ränder der Einsprenglinge, denn diese Bereiche gleichen meist völlig der Grundmasse oder gehen in ihrer Zusammensetzung kontinuierlich in diese über — sie gehören also auf jeden Fall in eine Entwicklungsreihe;
- c) alle Pyroxene in den nicht-porphyrischen Gesteinen, z. B. dem „Londorfer Trapp“.

Wie die Pyroxentrapeze der Abb. 11 zeigen, liegen diese Pyroxene alle im Bereich von 40—50 Atom-% Ca. Fast immer ist ein ausgeprägter Zonarbau festzustellen, der sich im Pyroxentrapez in einer Streuung des Mg:Fe-Verhältnisses bei fast gleichbleibendem Ca-Gehalt äußert. Die Ränder der Pyroxene sind erwartungsgemäß Fe-reicher als die Kerne. In den meisten Gesteinen variiert vom Kern zum Rand der Al_2O_3 - und TiO_2 -Gehalt noch stärker als das Mg:Fe-Verhältnis, und zwar steigen Al und Ti in den häufigsten Fällen zum Rand hin an. Ein Grund dafür ist, daß die Pyroxene meist vor den Plagioklasen kristallisieren und daher das Al:Si-Verhältnis in der Schmelze während der Pyroxenkristallisation ansteigt. Dieses Verhältnis steuert weitgehend den Einbau von Al in die Pyroxene.

Aus demselben Grund ist der Zonarbau bei den Titanaugiten der Nephelindolerite (vgl. Probe 3879, 3572) durch eine Abnahme von Al (und Ti) zum Rand hin gekennzeichnet, denn hier kristallisiert ein Großteil der hellen Al-reichen Phasen schon zusammen mit den Augiten, so daß weniger Al zur Verfügung steht. Die gleichzeitige Kristallisation von Augiten und Feldspäten $\pm$ Nephelin führt in diesen Gesteinen manchmal zu einer graphischen Verwachsung (fast eutektisch?). Zwei Beispiele für den Zonarbau in Nephelindoleriten zeigt die Abb. 12 an Hand von Mikrosondenprofilen. Hier kommt allerdings zum Rand hin eine starke Zunahme der Ägirinkomponente hinzu, die eine deutliche Grünfärbung in schmalen äußersten Randzonen zusammen mit einer Achsenwinkelzunahme bis über 60—65° bewirkt.

Außer dem Zonarbau ist bei vielen Titanaugiten, besonders in den Nephelindoleriten und am schönsten bei den „Glasbasalten“ vom Getürms bei Billertshausen, ein Sanduhrbau ausgebildet. Die damit zusammenhängenden Fragen und optische Messungen an Titanaugiten werden an anderer Stelle dargestellt (Schorer 1970).

Der Ca-Gehalt steigt im Pyroxentrapez (Abb. 11) von den normalen Alkali-Olivinbasalten (z. B. den „Trappen“ 3546, 3548 und 2390 bzw. den Basalten 1374 und 3542) zu den Basaniten, Nepheliniten (z. B. 3545 und 3887) und Nephelindoleriten (3572, 3879) hin an. In der gleichen Richtung nehmen Al_2O_3 - und



TiO_2 -Gehalt der Pyroxene gemeinsam zu, SiO_2 nimmt entsprechend ab. Ein solcher Vergleich macht klar, daß die „Trappe“ wie 3546 und 3548 keine Differentiationsprodukte der basischeren Basalte sind. In einer Differentiationsreihe müßte das Verhältnis $\text{Fe}:\text{Mg}$ zunehmen, hier aber sind gerade die Grundmasseaugite der „Trappe“ 3546 und 3548 die Mg-reichsten. Daß die „Trappe“ vielmehr selber Ausgangspunkt einer Differentiationsreihe sein können, zeigt das Beispiel von Niederofleiden: Die Augite in Probe 3550 sind wesentlich Fe-reicher als in 3548 (Abb. 13), weil 3550 ein Differentiationspro-

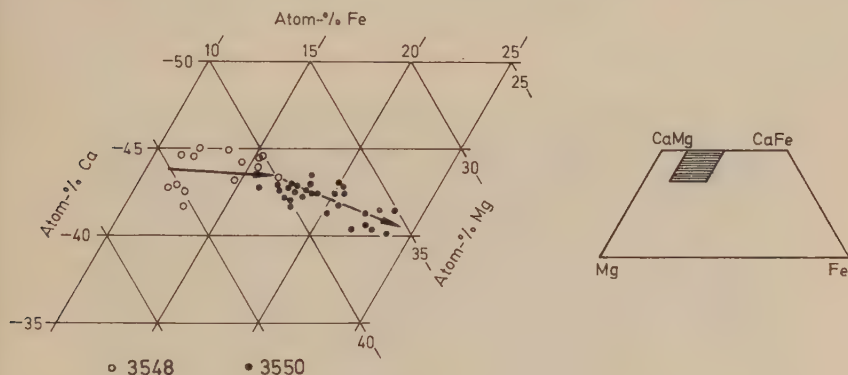


Abb. 13. Ausschnitt aus dem Pyroxentrapez mit Darstellung der Pyroxenenentwicklung von Probe 3548 zu der grobkörnigen Schiere 3550 aus demselben Vorkommen (Steinbruch Niederofleiden). Diese Entwicklung ist ein Beispiel für die Differentiation unter Oberflächenbedingungen (im Gegensatz zu Abb. 20!)

dukt von 3548 ist. Das gleiche gilt bei den Foid-führenden (stark untersättigten) Gesteinen für die Nephelindolerite (3572, 3879 in Abb. 11), die eine ähnlich starke Eisenanreicherung zeigen und als Differentiationsprodukte eines basanitischen bis nephelinitischen Ausgangsmagmas (z. B. wie 3545) zu deuten sind. Die Eisenanreicherung ist bei den Olivinen noch stärker als bei den Pyroxenen ausgeprägt: Ihr Fayalitgehalt steigt z. B. von 20–30 % bei Probe 3548 bis auf 35–65 % bei der Differentiationsschiere 3550 an. Von den Basaniten und Nepheliniten zu den Nephelindoleriten ändert sich die Olivinzusammensetzung entsprechend von Fa_{10-30} bis zu über Fa_{80} .

4.3. Einsprenglinge und „Rieseneinsprenglinge“

Als Einsprenglinge sollen hier nur die Pyroxene bezeichnet werden, die nicht unter die drei obengenannten Gruppen von „Grundmassepyroxenen“ fallen, also werden die Ränder der großen Einsprenglinge nicht dazu gerechnet.

Abb. 12. Mikrosondenprofile von Titanaugiten mit kontinuierlichem Zonarbau aus Nephelindoleriten. Das linke Beispiel ist ein etwa 0,3 mm großer Kristall aus Schliff 3572 (Friedrichshütte bei Laubach), das rechte ein etwa 0,8 mm großes Korn aus Probe 3879 (Kalte Buche bei Hartmannshain; nur Messung vom Rand zur Mitte dargestellt)

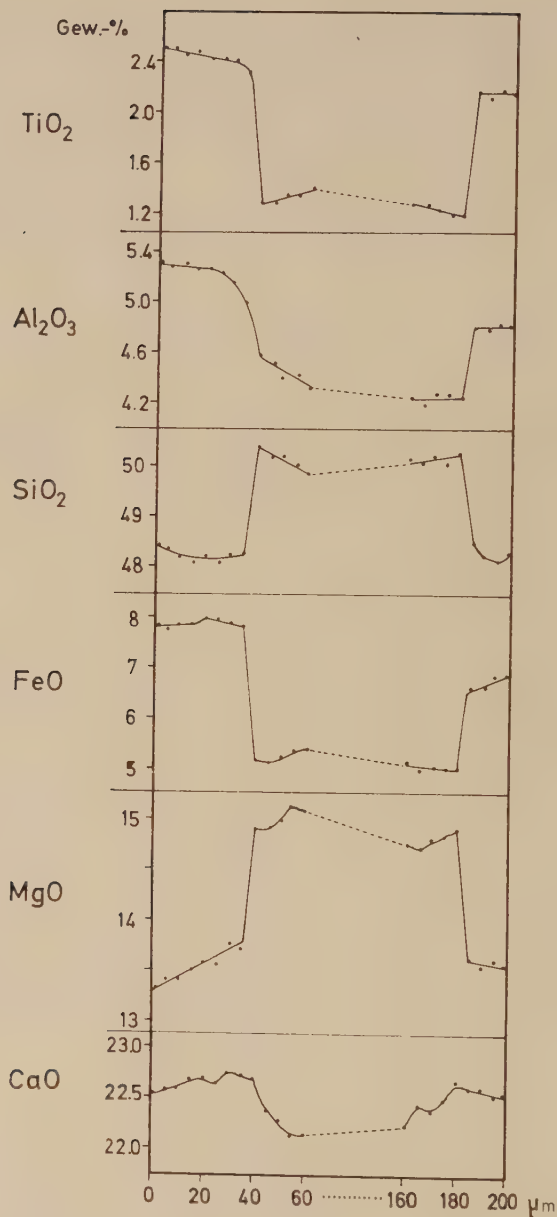


Abb. 14. Mikrosondenprofil eines Augit-Einsprenglings mit diskontinuierlichem Zonarbau, Probe 1374 (Alkali-Olivinbasalt vom Steinbruch Oberwiddersheim). Das Profil, das in 5- μ m-Schritten gemessen wurde, zeigt besonders schön die scharfen Grenzen zwischen Kern- und Randzone des Augits. In dem gestrichelten Bereich in der Kernzone treten nur ganz geringfügige Schwankungen in der Zusammensetzung auf

In den meisten Proben sind die Ränder scharf gegen die Kerne der Einsprenglinge abgesetzt — es liegen keine kontinuierlichen Übergänge vor. Das erkennt man meist schon optisch und erst recht mit der Mikrosonde (Abb. 14). Im Vergleich zu den Grundmassepyroxenen sind die Einsprenglinge besonders TiO_2 -arm und Cr_2O_3 -reich. Die Abb. 16 und 17 zeigen, daß das Al/Si- und Al/Ti-Verhältnis sich bei Grundmasse- und Einsprenglingsphase sehr deutlich unterscheidet. Für die Grundmassepyroxene ergibt sich in beiden Diagrammen ein fast linearer Zusammenhang in Übereinstimmung mit Kushiro (1960) und Le Bas (1962), während die Einsprenglinge, die schon in der Tiefe bei höherem Druck kristallisiert sind, kräftig dagegen verschoben sind. Abb. 18 zeigt die charakteristischen Unterschiede am Beispiel eines einzelnen Gesteins.

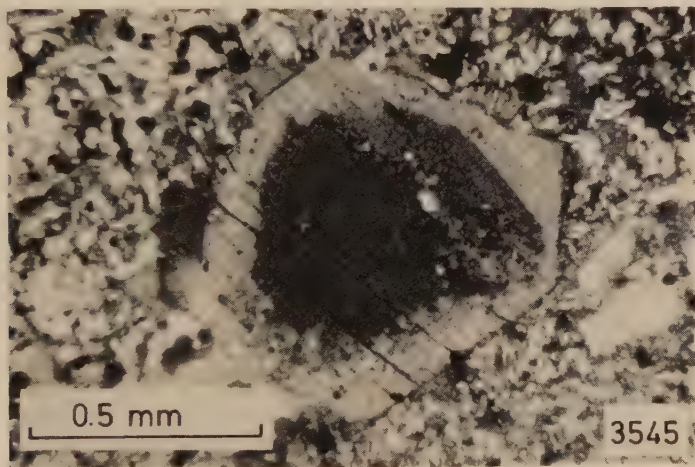


Abb. 15. Augit-Einsprengling mit diskontinuierlichem Zonarbau, Probe 3545 (Steinbruch Dreihausen, vgl. Abb. 4)

Daß die Einsprenglingskerne wesentlich mehr Chrom enthalten als die Grundmassepyroxene, wurde im Rahmen dieser Untersuchung erst qualitativ mit der Mikrosonde nachgewiesen. Der Cr-Gehalt der Chromdiopside aus Olivinknollen wird aber nie erreicht, d. h. die Einsprenglinge sind nicht mit den Klinopyroxenen der Knollenparagenese gleichzusetzen.

Einige Gesteine, wohl nur Basanite bis Nephelinite, enthalten rundliche zentimetergroße „Rieseneinsprenglinge“ von Augiten. Es sind Einkristalle von dunkelgrüner bis schwarzer Farbe, manchmal starkem Glanz und häufig faserigem bis muscheligem Bruch. Oft kann man bläschenartige Einschlüsse ähnlich wie in Olivinen aus Olivinknollen in ihnen beobachten. Sondenanalysen einer Reihe solcher Proben (Tabelle 10; vgl. Proben 3545 und 3887 in Tabelle 9) zeigen, daß sie in der Zusammensetzung in gleicher Weise wie die „normalen“ Einsprenglinge, aber noch wesentlich stärker, von der Grundmasse abgesetzt sind. Wie die Kerne der Einsprenglinge (Abb. 15) sind sie korrodiert

und lassen nur selten andeutungsweise Kristallumrisse erkennen. Wegen ihrer niedrigen Chromgehalte kann es sich wiederum nicht um Klinopyroxene aus Olivinknollen-Material handeln: das muß betont werden, weil neben den Rieseneinsprenglingen in den gleichen Gesteinen häufig Olivinknollen (Lherzolithe) vorkommen.

Im Pyroxentrapez sind die Punkte der Einsprenglinge und noch stärker die der Rieseneinsprenglinge (Abb. 19) gegenüber den Grundmassepyroxenen

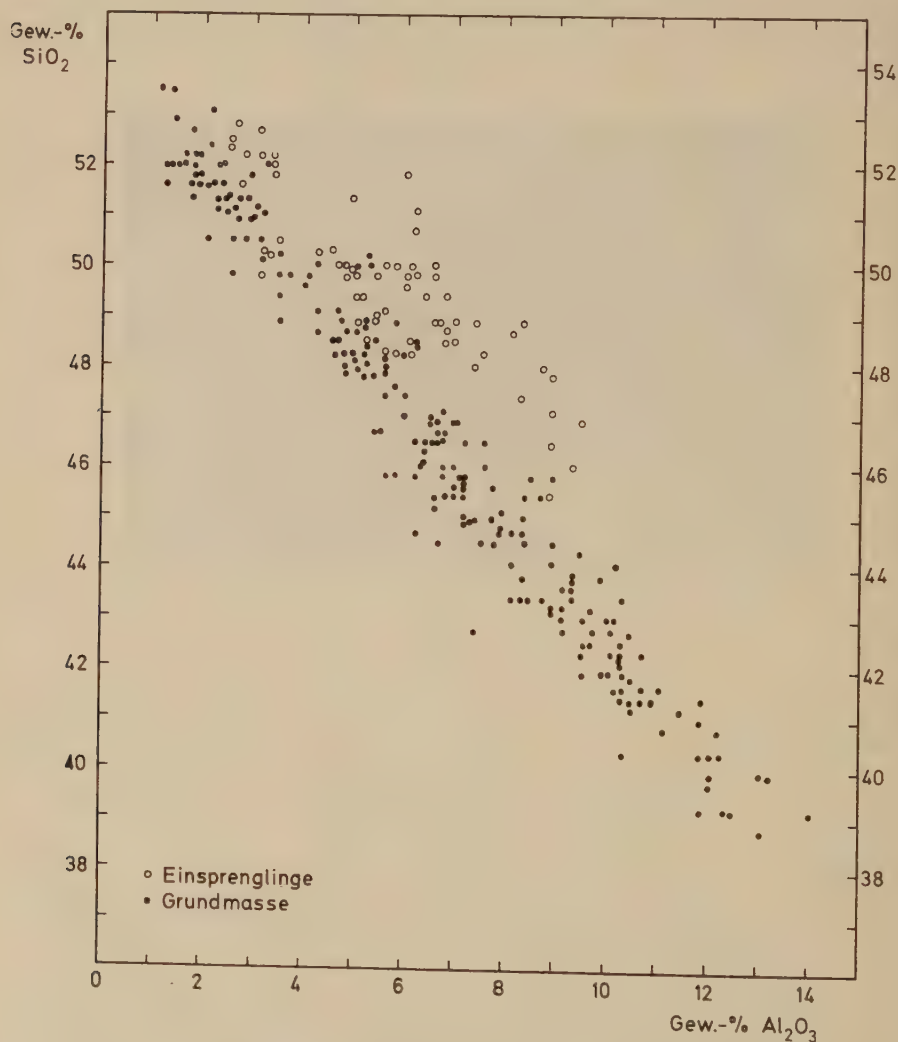


Abb. 16. SiO_2 - und Al_2O_3 -Gehalte (Sondenganalysen) der Augite von alkalibasaltischen Gesteinen des Vogelsberges

zu niedrigeren Ca- und höheren Mg-Werten hin verschoben. Die Abb. 20 zeigt ein Beispiel des Gesteins 3545 von Dreihausen, daß sich eine Entwicklungslinie von den Rieseneinsprenglingen über die normalen Einsprenglinge zur Grundmasse hin abzeichnet. Diese Linie gibt die Veränderung der Pyroxenzusammensetzung dieses Gesteins mit abnehmendem Druck an. Weil sich die Rieseneinsprenglinge gut an die Reihe Einsprenglinge $\rightarrow$ Grundmasse anfügen lassen, ist es sehr wahrscheinlich, daß sie keine Xenolithe, sondern Frühausscheidungen aus der Alkalibasaltschmelze sind. Auf Grund ihrer Zusammensetzung kann man annehmen, daß sie unter hohem Druck entstanden, denn nach experimentellen Untersuchungen wird der Einbau von Ti (als $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$) mit steigendem Druck verringert (Yagi u. Onuma 1967), der von Al als $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ begünstigt (Clark, Schairer u. de Neufville 1962). Eine weitere Diskussion der wichtigen Rieseneinsprenglinge folgt im nächsten Kapitel.

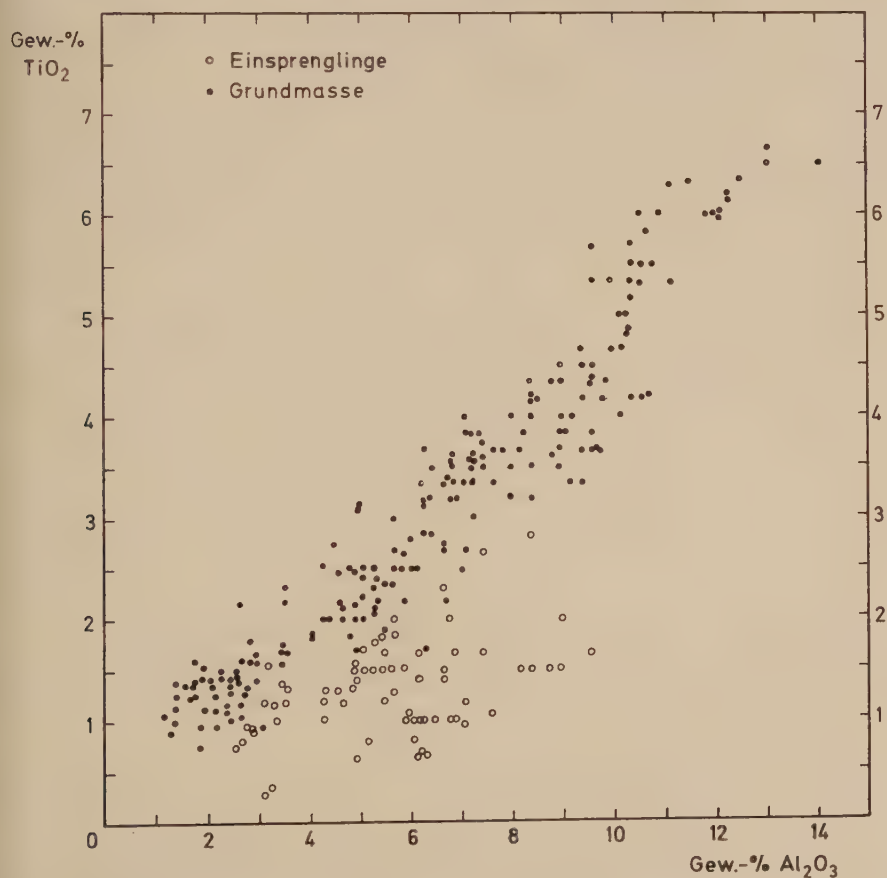


Abb. 17. TiO_2 - und Al_2O_3 -Gehalte (Sondenganalysen) der Augite von alkalibasaltischen Gesteinen des Vogelsberges

Die „Hochdruckentwicklung“ (Abb. 20) stellt also eine Linie im Pyroxentrapez dar, die innerhalb des Augit- bzw. Salitfeldes von der Mg-Ecke wegläuft zu höheren Ca-Gehalten. Wie schon der diskontinuierliche Zonarbau der Einsprenglinge zeigt (Abb. 15), ist dieser Trend aber nicht ganz kontinuierlich zu verfolgen. Die Kerne der Einsprenglinge und die Rieseneinsprenglinge sind zudem meist korrodiert. Zwischen Hochdruck- und Grundmasse-Kristallen

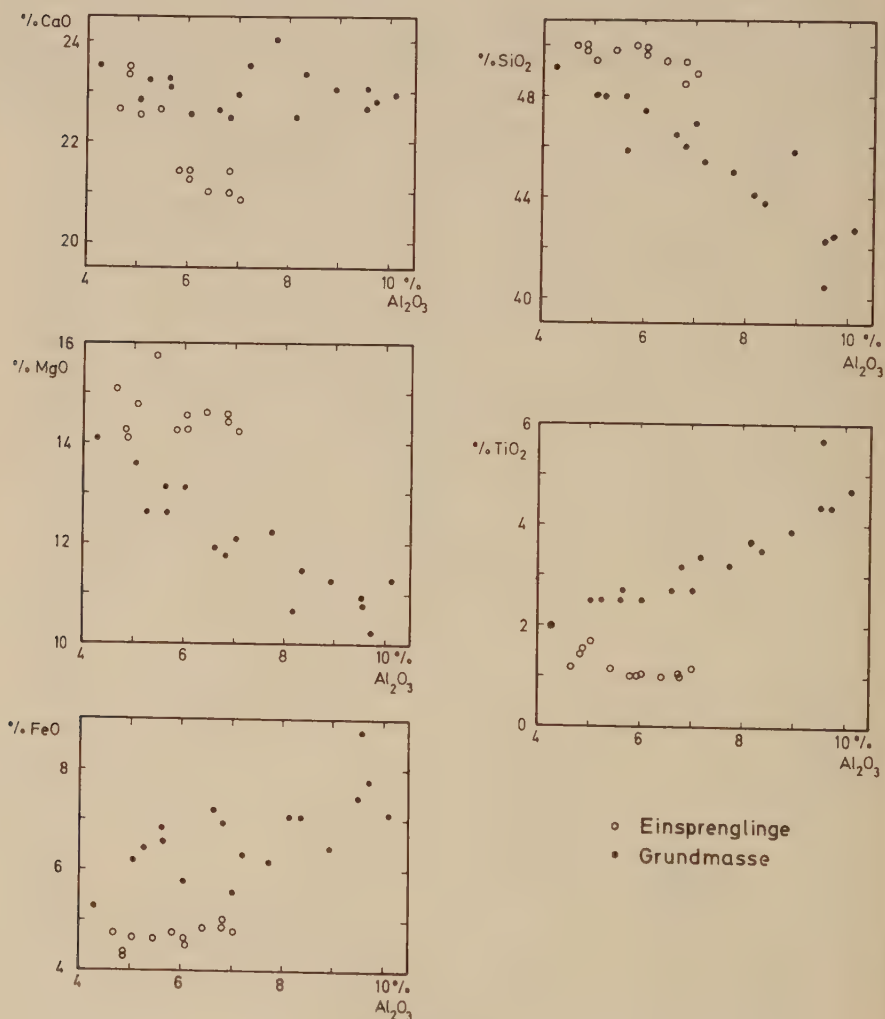


Abb. 18. Variation der Zusammensetzung der Augite von Probe 3565 („Vockenbain-Erguß-Basalt“, Betzenrod bei Schotten). Zu beachten sind besonders die Unterschiede zwischen den Grundmasseaugiten und den Einsprenglingen

sation lag also ein Stadium, in dem die Erstausscheidungen angelöst wurden, möglicherweise dadurch, daß sie sich innerhalb der Schmelze in eine Zone bewegt haben (z. B. durch Absaigerung), in der sie nicht mehr stabil waren.

Im Gegensatz zu dieser Entwicklung bei abnehmendem Druck steht der Entwicklungstrend der normalen Differentiation bzw. fraktionierten Kristallisation unter Oberflächenbedingungen, der sich am Zonarbau äußert: Er verläuft meist nahezu horizontal im Pyroxentrapez, manchmal zeichnet sich sogar eine Tendenz zu etwas niedrigeren Ca-Werten mit zunehmendem Fe, Mg-Verhältnis ab (Abb. 13).

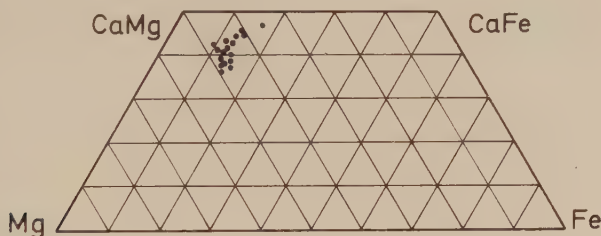


Abb. 19. Mikrosondenanalysen von Rieseneinsprenglingen alkalibasaltischer Gesteine des Vogelsberges im Pyroxentrapez. Umrechnung der Analysen: siehe Anhang. Messungen an den Proben 1691, 3545, 3869, 3887, 3897 und 3900

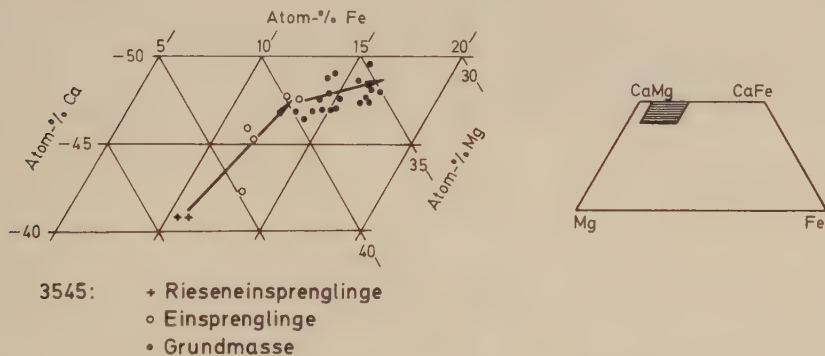


Abb. 20. Pyroxentrapez-Ausschnitt: Entwicklung der Pyroxene mit abnehmendem Druck von Rieseneinsprenglingen über die normalen Einsprenglinge (Kerne) zur Grundmasse. Probe 3545 von Steinbruch Dreihäusen

4.4. Die Orthopyroxene und ihre Reaktionsprodukte

Seit langem bekannt und häufig beschrieben worden ist das Vorkommen von korrodierten Orthopyroxenen mit Reaktionsrändern aus Olivin und Klinopyroxen in alkalibasaltischen Gesteinen. Solche Pyroxene sind auch in Vogelsberg-Vulkaniten zu beobachten; dazu ist nur eine kurze Diskussion nötig. In den

häufigsten Fällen (z. B. Proben 3564, 3891, 3897) haben diese Orthopyroxene eine Zusammensetzung von Fs8—10 (vgl. Analyse in Tabelle 11). Manchmal enthalten sie feine Entmischungslamellen (Klinopyroxene). Sie entsprechen damit genau den Orthopyroxenen aus Olivinknollen. Da sie außerdem meist in Olivinknollen-führenden Gesteinen vorkommen, sind sie mit Sicherheit — ebenso wie viele xenomorphe Olivineinsprenglinge — Material der Knollen stammen also aus Xenolithen. Manchmal treten etwas Fe-reichere Orthopyroxene auf, etwa mit Fs15—18, z. B. in der Probe 3522. Sie sind ebenfalls von Reaktionsrändern umgeben. Möglicherweise stammen sie nicht aus Knollenmaterial, sondern sind Hochdruckausscheidungen aus der Basaltschmelze. Dafür gibt es aber außer ihrem etwas höheren Fe-Gehalt noch keine Anhaltspunkte. Eine andere Quelle für solche Orthopyroxene sind mitgerissene Bruch-

Tabelle 10

Sondenganalysen und Gitterkonstanten von Rieseneinsprenglingen

Probe Nr.	1691	3545		3869		3887		3897	3900	
Gew.-%										
SiO ₂	46,6	51,1	51,8	50,5	50,2	49,8	48,9	47,8	48,7	48,9
TiO ₂	2,7	1,0	0,8	1,2	1,0	1,5	1,7	1,5	1,5	1,5
Al ₂ O ₃	7,2	6,2	6,0	3,5	3,3	6,6	7,4	8,9	8,2	8,4
FeO	6,8	4,8	4,8	7,5	9,5	5,7	6,1	5,7	5,3	5,3
MgO	13,6	16,1	16,7	13,9	11,9	14,3	14,8	14,9	14,6	14,6
CaO	22,8	20,7	21,1	22,0	23,4	21,4	19,9	19,5	22,7	21,3
Summe	99,7	99,9	101,2	98,6	99,3	99,3	98,7	98,3	101,0	99,9
Umrechnung auf 6 O										
Z	{ Si 1,745	1,860	1,860	1,899	1,900	1,839	1,814	1,776	1,776	1,791
	{ Al 0,255	0,140	0,140	0,101	0,100	0,161	0,186	0,224	0,244	0,209
WXY	{ Al 0,061	0,127	0,115	0,055	0,048	0,127	0,138	0,168	0,127	0,153
	{ Ti 0,075	0,027	0,022	0,033	0,029	0,042	0,046	0,042	0,041	0,041
	{ ΣFe 0,213	0,145	0,143	0,235	0,301	0,175	0,188	0,176	0,161	0,162
	{ Mg 0,758	0,872	0,896	0,781	0,673	0,785	0,816	0,826	0,793	0,796
	{ Ca 0,914	0,807	0,813	0,886	0,947	0,847	0,790	0,774	0,886	0,835
ΣWXY	2,021	1,978	1,989	1,990	1,998	1,976	1,978	1,986	2,008	1,987
Pyroxen- Trapez										
Ca	45,2	40,8	40,9	44,5	47,4	42,9	39,9	39,0	44,1	42,0
Mg	40,9	48,0	48,5	41,5	35,6	44,0	45,9	46,9	43,7	45,0
ΣFe	13,9	11,2	10,6	14,0	17,0	13,1	14,1	14,1	12,2	13,0
Gitterkonst.										
a ₀ (Å)	9,740	9,717		9,758		9,744				
b ₀ (Å)	8,878	8,879		8,911		8,884				
c ₀ (Å)	5,285	5,263		5,274		5,269				
β (Grad)	73,88	73,65		74,07		73,77				

stücke von anderen, z. B. noritischen Fremdgesteinen. Orthopyroxen-führende Fremdgesteine wurden in ganz seltenen Fällen gefunden; dann waren in den so „verunreinigten“ Basalten auch einzelne Orthopyroxene enthalten.

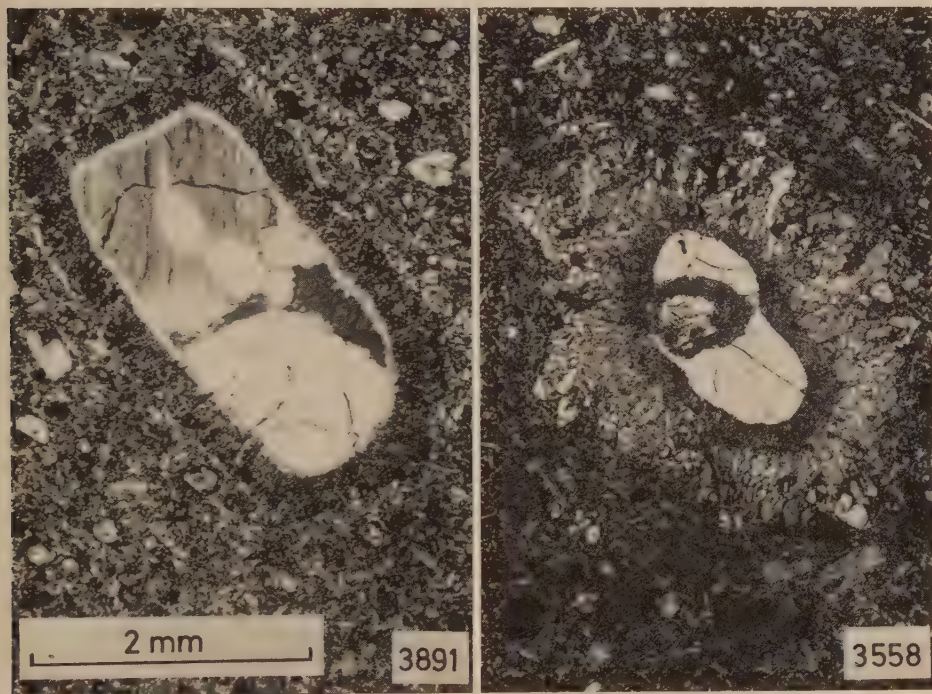


Abb. 21. Orthopyroxene mit Reaktionsrand aus Schliff 3891 (Gedern) und 3558 (Brauerschwend). Das Beispiel aus Probe 3891 ist ein Aggregat aus mehreren Orthopyroxenkörnern mit Entmischungslamellen. Abbildungsmaßstab bei beiden Photos gleich

Da die Orthopyroxene, wenigstens bei niedrigen Drucken, nicht im Gleichgewicht mit der Alkalibasalt-Schmelze waren, haben sie mehr oder weniger breite Reaktionsränder. Diese bestehen oft aus einer schmalen inneren und einer breiten äußeren Zone (Abb. 21). Ein überwiegender Teil der Reaktionsprodukte besteht aus Olivin, ein wesentlicher Teil aber auch aus Klinopyroxenen. Die Klinopyroxene sind manchmal nach außen als Titanaugit weitergewachsen, z. T. idiomorph. Schwantke (1902, 1905) und Wiegel (1907b) diskutierten solche Fälle, wo außen um den Reaktionsrand Augit weitergewachsen ist, nach ihrer Beobachtung orientiert zum ursprünglichen Orthopyroxen. Vom „Reaktionsrand“ wird hier gesprochen, weil der Ca-reiche Klinopyroxen dieser Zone anzeigt, daß es sich nicht einfach um inkongruentes Schmelzen des Orthopyroxens handelt, sondern um eine Reaktion mit der Schmelze.

Die Klinopyroxene in der Reaktionszone um einen Orthopyroxen einer Olivinknolle in Probe 3564 (Tabelle 11) unterscheiden sich stark von Grundmasse- und Einsprenglingsaugiten desselben Gesteins: a) durch sehr niedrige Al- und Ti-Gehalte (die niedrigsten Werte, die überhaupt im Laufe dieser Untersuchung vorkamen!) und entsprechend sehr hohe SiO_2 -Werte, b) durch deutlich niedrigere Fe-Gehalte; siehe Tabelle 11 und Abb. 22. Mit zunehmender Entfernung vom Orthopyroxen nehmen Al, Ti und Fe zu, bis schließlich, schon ein Stück außerhalb der eigentlich sichtbaren Reaktionszone, die Werte der normalen Grundmasse erreicht sind. Dieses Verhalten ist im ersten Augenblick sehr schwer zu verstehen: Der Orthopyroxen ist ja Al-reicher als die Klinopyroxene seines Reaktionsrandes, und die direkt aus der Schmelze

Tabelle 11

Sondenanalysen eines Orthopyroxens und der Klinopyroxene seines Reaktionsrandes sowie eines Grundmasse-Augits zum Vergleich

Schliff 3564, Steinbruch am Klöshorst bei Grebenhain.

Der Orthopyroxen hat $2V\gamma = 79^\circ \pm 1^\circ$, das entspricht etwa Fs 8.

	Ortho- pyroxen	Reaktionsrand (feinkörnige Klinopyroxene)			Grund- masse	
Gew.-%						
SiO ₂	52,9	52,9	55,5	54,0	48,5	
TiO ₂	0,3	0,1	0,4	0,8	2,1	
Al ₂ O ₃	2,2	0,5	0,5	1,8	5,3	
FeO	5,4	5,0	4,5	4,9	7,5	
MgO	35,2	18,2	17,4	16,7	13,9	
CaO	0,7	20,0	23,2	22,0	22,5	
Summe	96,7	96,7	101,5	100,2	99,8	
Umrechnung auf 6 O						
Z {	Si	1,892	1,987	1,995	1,964	1,812
	Al	0,094	0,013	0,005	0,036	0,188
	Ti	0,007	—	—	—	—
WXY {	Al	—	0,010	0,014	0,039	0,044
	Ti	—	0,003	0,010	0,023	0,059
	Σ Fe	0,162	0,158	0,135	0,149	0,233
	Mg	1,874	1,022	0,932	0,908	0,776
	Ca	0,025	0,806	0,894	0,857	0,902
Σ WXY	2,061	1,999	1,985	1,976	2,014	
Pyroxen- Trapez						
Ca	1,2	40,3	45,0	43,4	44,8	
Mg	90,9	51,5	47,6	47,5	41,1	
Σ Fe	7,8	8,2	7,4	9,1	14,1	

ausgeschiedenen Grundmassepyroxene (ebenso die Einsprenglinge) sind noch Al-reicher! Eine Erklärung dafür kann folgendermaßen aussehen: Der SiO_2 -Gehalt der Basaltschmelze in der Umgebung des Orthopyroxens steigt an, weil bei der Umbildung des Orthopyroxens zu Olivin SiO_2 „frei“ wird. Das Al:Si-Verhältnis (und das Ti:Si-Verhältnis) in der Schmelze wird daher in dieser Zone erniedrigt, so daß in den dort kristallisierenden Augit weniger Al (und Ti) eingebaut wird als in den normalen Titanaugit, der aus der unveränderten Schmelze kristallisiert. Mit der Diffusion in der Schmelze ist die schrittweise Veränderung der Klinopyroxen-Zusammensetzung, auch noch etwas außerhalb der Olivin-Bildungszone, zu erklären.

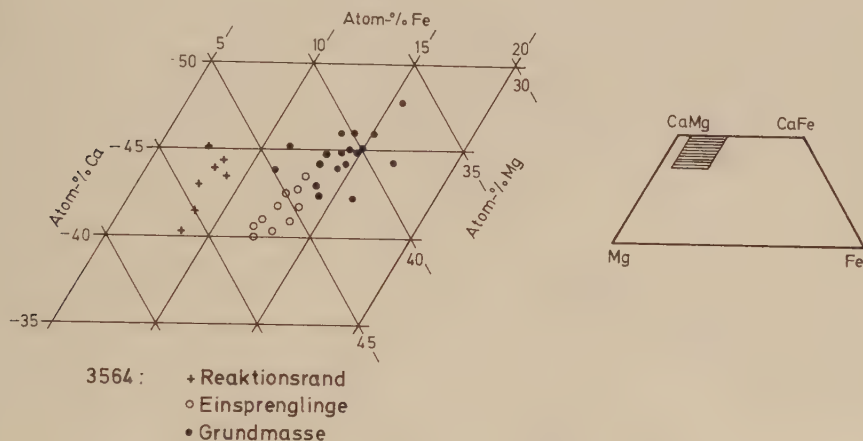


Abb. 22. Pyroxentrapez-Ausschnitt: Die Pyroxene von Probe 3564 (Grebenhain). Die Entwicklung von Einsprenglingen (Kreise, zur Grundmasse (Punkte) entspricht etwa der von Abb. 20, die Augite des Reaktionsrandes (Kreuzchen) um Orthopyroxen sind scharf dagegen abgesetzt. In ähnlicher Weise sind die Reaktionsrand-Augite auch durch ihre besonders niedrigen Al_2O_3 -Gehalte von den anderen Pyroxenen dieses Gesteins unterschieden

4.5. Die Vorgänge der Pyroxenkristallisation

Abgesehen von den Mineralphasen der ultrabasischen Olivinknollen, die als ($\pm$ verändertes) Mantelmaterial angesehen werden, kann man für die Pyroxenkristallisation der Vogelsberg-Alkalibasalte folgendes Schema angeben:

In einem Hochdruckstadium kristallisieren Al- und Cr-reiche, Ti-arme Augite, die als „Rieseneinsprenglinge“ manchmal erhalten sind. Ebenfalls noch unter intratellurischen Bedingungen bei hohem Druck werden (meist zusammen mit Olivinen) die Kerne von Augiteinsprenglingen ausgeschieden. Sie sind wie die „Rieseneinsprenglinge“ reicher an der Komponente $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ und ärmer an $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ als die Grundmasse-Pyroxene. Bisher gibt es keine Hinweise dafür, daß die manchmal als Relikte auftretenden Orthopyroxene in einem Hochdruckstadium direkt aus der Alkalibasaltschmelze kristallisierten. Die Ränder

der Einsprenglinge und die kleineren Pyroxene der Grundmasse sind Titanaugite. Sie sind Ti-, Ca- und Fe-reicher, Si- und Mg-ärmer als die Einsprenglingsphasen und sind unter Oberflächenbedingungen (effusiv oder subeffusiv) kristallisiert. Alle diese Entwicklungsstadien lassen sich oft an einem einzigen Gestein nachweisen. Der Zonarbau der einzelnen Pyroxenphasen, der stark beeinflußt wird durch andere zuvor oder zugleich ausgeschiedene Minerale, läßt die Entwicklung innerhalb des jeweiligen Stadiums noch detaillierter verfolgen. Neben diese Vorgänge der Kristallisation bei abnehmendem Druck, die man am besten an Basaniten und Nepheliniten erkennen kann, tritt eine Differenzierungsentwicklung unter Oberflächenbedingungen: Schlierenartig auf-

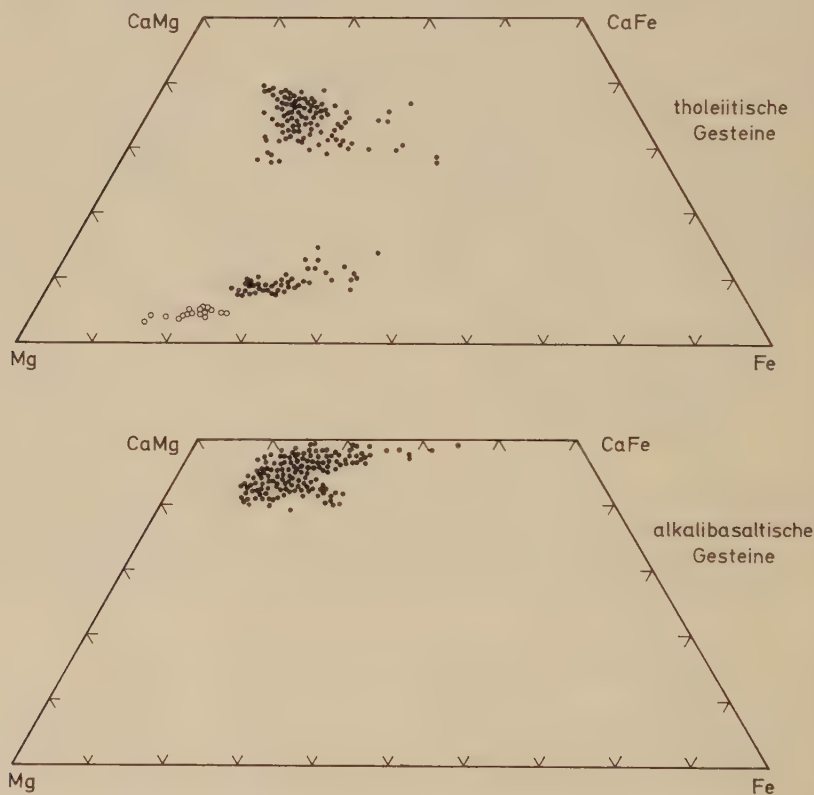


Abb. 23. Zusammenfassung der Mikrosondenanalysen von Pyroxenen der Vogelsberg-Vulkanite im Pyroxentrapez (Analysenumrechnung: siehe Anhang). Klinopyroxene (Augite und Pigeonite) sind mit Punkten, Orthopyroxene mit Kreisen dargestellt. Nach optischen Messungen erstreckt sich der Bereich der Orthopyroxene tholeiitischer Gesteine (unterhalb des Pigeonitgebietes) noch weiter nach rechts bis etwa über 40 Atom-% Fe; das gilt besonders für die Quarzdolerite (beim Maintrapp werden 30—35 Atom-% Fe nicht überschritten). In den Zeichnungen konnten an den dichtesten Häufungsstellen nicht alle Punkte dargestellt werden. Außerdem wurden bei den alkalibasaltischen Gesteinen die Rieseneinsprenglinge und Orthopyroxene einschließlich Reaktionsrandaugiten weggelassen

tretende Dolerite, offensichtlich abgespaltene Restschmelzen, enthalten wesentlich Fe-reichere Augite als ihre „Muttergesteine“. Die Variation der Grundmassepyroxen-Zusammensetzung von „sauren Trappen“ über Basalte zu Basaniten, Nepheliniten kommt zum Ausdruck durch zunehmende Al und Ti Gehalte in dieser Reihe sowie steigende Ca-Gehalte im Pyroxentrapez.

5. Zusammenfassender Vergleich und Folgerungen

5.1. Vergleich der Pyroxene beider Gesteinsserien des Vogelsberges

5.1.1. Daß in alkalibasaltischen Gesteinen keine Pigeonite und nur selten Orthopyroxene — diese meist aus Olivinknollen und stets mit Reaktionsrand — vorkommen, wurde schon in vielen Arbeiten (z. B. Wilkinson 1956, Brown 1967) und auch hier wieder betont. Dies ist der auffälligste Unterschied der beiden Gesteinsgruppen. Dabei ist aber manchmal Vorsicht geboten, denn Gesteine ohne Pigeonit und Orthopyroxen können auch tholeiitisch sein. Dann muß auf die Überlegungen der folgenden Abschnitte und vor allem natürlich auf den Gesteinschemismus geachtet werden. Bisher sind uns allerdings aus dem Vogelsberg solche Fälle nicht bekannt geworden.

5.1.2. Die Augite in den beiden großen Gesteinsgruppen unterscheiden sich sehr deutlich in ihrer Lage im Pyroxentrapez (Abb. 23). Die Augite der tholeiitischen Basalte sind stets Ca-ärmer als die der Alkalibasalte. Die Grenze, die bei den vorliegenden Analysen einer Lücke in der Häufigkeitsverteilung entspricht, liegt bei etwa 40 Mol-% CaSiO_3 . Die Analysenpunkte zeigen deutliche Häufungsstellen im Pyroxentrapez:

Alkalibasaltische Gesteine	Einsprenglinge	Ca 43	Mg 45	Fe 12
(Basalte, Basanite, Foidite)	Grundmasse	Ca 46	Mg 39	Fe 15
Tholeiitische Gesteine		Ca 35	Mg 45	Fe 20

Auch diese Darstellung zeigt wieder klar, daß zahlreiche „Trappe“ des Vogelsberges zu den Alkali-Olivinbasalten gehören, denn ihre Augite liegen im Ca-reichen Gebiet.

5.1.3. Ein weiterer wichtiger Vergleich betrifft den Gehalt der Augite an Al_2O_3 , TiO_2 und SiO_2 (Kushiro 1960, Le Bas 1962). Die tholeiitischen Augite zeigen in den hier untersuchten Beispielen stets niedrige Al_2O_3 - und TiO_2 -Gehalte und hohe SiO_2 -Werte; im Falle der alkalibasaltischen Gesteine liegen die Al_2O_3 - und TiO_2 -Werte im Mittel höher, SiO_2 niedriger.

Gew.-%		Al ₂ O ₃	TiO ₂	SiO ₂
Alkalibasaltische Gesteine (Basalte, Basanite, Foidite)	Einsprenglinge	2,5—10	0,25—3	45 —53
	Grundmasse	1 —15	0,75—7	38,5—53,5
Tholeiitische Gesteine		0,6—2,5	0,3 —1,6	50,5—53,5

Hier treten einige Ausnahmen auf, z. B. liegt der Augit von 3546 („Londorfer Trapp“) in bezug auf Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 im Feld der Tholeiite, obwohl das Gestein zu den Alkali-Olivinbasalten gestellt wird (siehe Punkt 5.1.6.). Insgesamt überlagern sich die Felder der tholeiitischen und der alkalibasaltischen Pyroxene wie bei Kushiro (1960, fig. 1), so daß auf Grund des Al/Si-Verhältnisses der Grundmasse-Pyroxene zwar meist, aber nicht immer eine eindeutige Unterscheidungsmöglichkeit der beiden Magmenstämme gegeben ist (im Gegensatz zu der Feststellung von Le Bas 1962). Für unsere Gesteine scheint eine bessere Unterscheidungsmöglichkeit die Lage im Pyroxentrapez zu sein, denn darin tritt keine Überlappung auf.

5.1.4. Auf die Ausbildung des (kontinuierlichen) Zonarbaus wurde schon mehrfach hingewiesen. Allen Pyroxenen gemeinsam ist eine mehr oder weniger starke Fe-Zunahme und Mg-Abnahme zum Rand hin. Sehr verschieden verhalten sich aber Al, Ti und Si. Bei der überwiegenden Zahl der alkalibasaltischen Gesteine kann man an den Augiten eine oft recht starke Al- und Ti-Zunahme zum Rand hin beobachten. Bei den Nephelindoleriten und einigen Nepheliniten sowie den Tholeiiten ist das Gegenteil der Fall. Der wahrscheinlichste Grund für dieses gegensätzliche Verhalten ist in der Kristallisationsfolge der einzelnen Minerale zu sehen, durch die jeweils die augenblickliche Schmelzzusammensetzung bestimmt wird. Am Beispiel des Al ist das leicht verständlich:

Bei den Tholeiiten beginnt der Plagioklas sehr früh, schon zusammen mit den ersten Augiten, zu kristallisieren und entzieht der Schmelze viel Al. Dadurch steht den Augiten laufend weniger Al zur Verfügung. Das gilt ähnlich für die Nephelindolerite, nur tritt an die Stelle des Plagioklas weitgehend Nephelin. Das Strukturbild der beiden Gesteinsgruppen zeigt dies sehr schön, die Augite sind nämlich nicht oder nur schlecht idiomorph, sie umwachsen häufig helle Gemengteile. Ganz anders sieht es bei der Hauptmasse der Alkali-Olivinbasalte (den Basalten und Basaniten) aus. Hier ist der Augit sehr früh kristallisiert und daher meist idiomorph ausgebildet. Er hat der Schmelze, die insgesamt schon untersättigt war (Analysen Tabelle 5), laufend SiO_2 entzogen, so daß das Al_2O_3 : SiO_2 -Verhältnis der Schmelze während seiner Kristallisation ansteigen mußte. Das wiederum verursachte einen Anstieg des Al_2O_3 : SiO_2 -Verhältnisses im Pyroxen.

Ganz analog gilt diese Überlegung für TiO_2 . Im einfachsten Fall ist der Ti-Anstieg im Augit während der Kristallisation nach dem Phasendiagramm des Systems $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ – $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ zu erklären (Yagi u. Onuma 1967). Von starkem Einfluß ist dabei aber die Kristallisation der Erzminerale, die ja viel Ti einbauen können, und damit der Sauerstoffpartialdruck.

5.1.5. Die optischen Eigenschaften der Augite werden nicht nur von ihrer Lage im Pyroxentrapez, sondern sehr wesentlich auch von den anderen Bestandteilen, Al und Ti sowie Fe^{3+} und Na, bestimmt. Die Zusammensetzung der tholeiitischen Augite kann man wegen ihrer geringen Gehalte an diesen

Bestandteilen relativ gut auf Grund optischer Daten abschätzen, z.B. durch Kombination von 2V und Brechzahlen (Hess 1949, Brown 1957) oder mit γ_c (Ruegg 1964). Jedoch scheitert eine solche grobe Abschätzung oft am Zonarbau. Ganz unmöglich wird die Abschätzung bei den Titanaugiten der Alkalibasalte. Bei manchen Titanaugiten können kleine Achsenwinkel (um 30°) beobachtet werden; sie sind aber auf Grund ihrer völlig anderen Dispersions-effekte in jedem Fall von Pigeoniten zu unterscheiden (Schorer 1970).

5.1.6. Bei einigen (wenigen) Proben ergeben sich auf Grund der vorstehenden Darstellungen Unregelmäßigkeiten: Es wurde schon darauf hingewiesen, daß die Augite des „Londorfer Trapps“ (3546) zwar im Pyroxentrapez im Feld der Alkali-Olivinbasalte liegen, im Al_2O_3 - SiO_2 - und Al_2O_3 - TiO_2 -Diagramm aber mit den Augiten der tholeiitischen Gesteine zusammenfallen. Auf Grund ihrer Lage im Pyroxentrapez, des Fehlens von Ca-armen Pyroxenen und des hohen Olivin-gehalts soll dieses Gestein zu den Alkali-Olivinbasalten gestellt werden. Für die weitere Diskussion ist aber eine Gesteinsanalyse unerlässlich; sie ist in Vorbe-reitung. Die „Ausnahmestellung“ kann zwei Gründe haben:

- a) Es liegen Übergangsgesteine zwischen Alkali-Olivinbasalten und Tholeiiten vor. Ein solcher Fall wird von Wedepohl (1968 a, b) vom Bühl bei Weimar (Blatt Kassel-West) angegeben, allerdings ist dieses wohl ein ganz anderes Gestein.
- b) Zweite Möglichkeit wäre die Annahme von Assimilation. Das Londorfer Gestein enthält viele makroskopisch erkennbare Fremdeinschlüsse, die meist quarzreich sind.

5.1.7. Nachdem bis jetzt nur die Augite der verschiedenen Gesteinstypen ein-ander gegenübergestellt wurden, soll noch ein kurzer Vergleich der Ortho-pyroxene angeschlossen werden. Während in den tholeiitischen Gesteinen Orthopyroxene auch bei Oberflächenbedingungen ausgeschieden werden, und zwar mit niedrigen Al-Gehalten, treten in Alkali-Olivinbasalten nur selten Al-reiche Orthopyroxen-Einsprenglinge mit Reaktionsrand auf, die unter Ober-flächenbedingungen in der alkalibasaltischen Schmelze nicht mehr stabil waren. Die beiden Orthopyroxentypen unterscheiden sich auch im Fe:Mg-Verhältnis: Die Hochdruckphasen in den Alkalibasalten enthalten nicht mehr als 15–18 % Fs, die tholeiitischen Orthopyroxene des Vogelsberges normalerweise 20 bis 40 % Fs.

5.2. Ursachen der unterschiedlichen Pyroxenenentwicklung

5.2.1. Ca-Mg-Fe: Der Vergleich der Pyroxentrapeze (Abb.23) führt zu der Frage, warum im Fall der Alkali-Olivinbasalte nur ein, bei den Tholeiiten zwei oder sogar drei Pyroxene kristallisieren, und warum der Augit der Alkalibasalte stets Ca-reicher als der der Tholeiite ist. Die Zusammensetzung der alkalibasaltischen Schmelzen ist infolge der relativen Untersättigung an SiO_2 von vorn-herin so, daß die Kristallisation mit Olivin beginnt oder mit einem Pyroxen außerhalb des Zwei-Pyroxen-Gebietes. Das haben auch viele experimentelle

Untersuchungen gezeigt (z. B. Green u. Ringwood 1967; Ito u. Kennedy 1968; zahlreiche Arbeiten an Modellsystemen des Basalttetraeders z. B. im Geophysical Laboratory, Washington). Im Falle der frühen Olivinkristallisation verarmt die Schmelze an $Mg + Fe$ (relativ gegenüber Ca), so ergibt sich eine zusätzliche Erklärung für Ca -reiche Pyroxene. Bei den Tholeiiten liegt die Schmelze von vornherein im Zwei-Pyroxen-Feld oder erreicht dieses Feld nach einer kurzen Ausscheidung von Plagioklas bzw. Olivin. Daher wird die Pyroxenzusammensetzung und die Form des Kristallisationsverlaufes (vgl. Abb. 8) von den beiden Grenzen der Mischungslücke bei den gegebenen p - T -Bedingungen bestimmt. Metastabil ausgeschiedene oder infolge Erweiterung der Mischungslücke bei sinkender Temperatur instabil werdende Pyroxene können sich entmischen, wenn die Abkühlung genügend langsam vor sich geht.

5.2.2. $Si-Al-Ti$: Je nach dem zur Verfügung stehenden SiO_2 -Gehalt, also dem Sättigungsgrad der Schmelze, wird verschieden viel SiO_2 in den Pyroxen eingebaut und der Rest der tetraedrischen Positionen durch Al aufgefüllt (Le Bas 1962). Dabei ist zu beachten, daß nicht das $Si-Al$ -Verhältnis der Ausgangsschmelze (also des Gesamtgesteins) ausschlaggebend ist, denn dies kann für Tholeiite und Alkalibasalte gleich hoch sein (vgl. Tabelle 3—5), sondern die Zusammensetzung der Restschmelze zum Zeitpunkt der Pyroxenkristallisation. Wenn viel Al eingebaut wird, kann bei niedrigen Drucken auch entsprechend der Komponente $CaTiAl_2O_6$ viel Ti eingebaut werden, zumal dadurch der Ladungsausgleich erleichtert wird. Wichtig bei dieser Diskussion ist die Kristallisationsfolge. Dieser Punkt wurde zwar von Le Bas (1962) schon angedeutet, ist aber nie nachdrücklich genug betont worden. Hauptsächlich die Kristallisation von Plagioklas und Ti -haltigen Erzen vor den Pyroxenen oder gleichzeitig mit den Pyroxenen beeinflusst wegen der Änderung der Schmelzzusammensetzung den Al - bzw. Ti -Einbau in die Pyroxene natürlich stark. Das zeigt sich, wie oben schon dargestellt wurde, besonders auch am Verhalten des Zonarbaus.

5.3. Vergleich mit anderen Vorkommen und experimentellen Untersuchungen

In großen Zügen stimmen die vorliegenden Beobachtungen an den Pyroxenen der Vogelsberg-Vulkanite mit vielen anderen überein (vgl. die Literaturzusammenstellungen von Wilkinson 1956, Kushiro 1960, Le Bas 1962, Brown 1967). Die folgende vergleichende Betrachtung soll einige Einzelheiten besonders beleuchten und — wenn möglich — eine Klärung an Hand experimenteller Systeme versuchen.

5.3.1. Tholeiitische Gesteine: Ein sehr wesentlicher Teil der Untersuchungen an Pyroxenen tholeiitischer Gesteine ist an Intrusivkomplexen durchgeführt worden (Hess 1941, Brown 1957, McDougall 1961, Atkins 1969); umfassende Bestimmungen des Chemismus der Pyroxene tholeiitischer Laven waren erst seit der Einführung der Mikrosonde möglich (z. B. Muir u. Long 1965, Carmichael 1967, Evans u. Moore 1968).

Ein erster Vergleich der Maintrapp-Pyroxene mit anderen Vorkommen findet sich bei Ernst u. Schorer (1969, S. 127—128). Noch einmal hervorgehoben werden soll, daß in allen untersuchten tholeiitischen Vogelsberggesteinen eine Lücke zwischen der Zusammensetzung der Augite und der Pigeonite besteht (Abb. 23). Im Gegensatz zu Beobachtungen an manchen Laven von Hawaii (Muir u. Tilley 1964, Muir u. Long 1965) und Japan (Kuno 1955) wurden keine Pyroxene im Bereich der Mischungslücke gefunden. Es liegt also nicht die von Muir u. Tilley (1964) als charakteristisch für Vulkanite dargestellte Entwicklung der „subkalzischen Augite“ vor, die sie als „volcanic metastable trends“ („quench trends“) bezeichneten. Vielmehr läßt sich unsere Pyroxenenentwicklung wie die von Carmichael (1967) mit den Trends der langsamer erstarrten Intrusivkomplexe vergleichen (Abb. 8). Das gilt in besonderem Maß für die Quarzdolerite, die ja relativ langsam abgekühlte Gänge sind. In diesen kann man wie bei Intrusivgesteinen Entmischungslamellen in den Pyroxenen beobachten, die sonst bei Laven völlig fehlen. Der Vergleich mit dem Skaergaard-Trend (Brown 1957) in Abb. 8 zeigt, daß in den Quarzdoleriten jeweils Ca-arme und Ca-reiche Klinopyroxene nebeneinander im Gleichgewicht ausgeschieden wurden. Die Abkühlung ging jedoch nicht so langsam vor sich, daß sich wie z. B. bei Skaergaard insgesamt etwa Gleichgewichte einstellen konnten, sondern es wurden alle zeitlich nacheinander durchlaufenen „Gleichgewichtsparagenesen“ Augit-Pigeonit metastabil beibehalten.

Nach den bisherigen Untersuchungen an tholeiitischen Gesteinsserien kann man drei Entwicklungstendenzen der Pyroxene unterscheiden:

a) Die annähernde Gleichgewichtseinstellung wird nur erreicht bei den langsam abgekühlten Intrusionen. Es liegt stets eine weite Mischungslücke zwischen Ca-armen und Ca-reichen Pyroxenen vor, außerdem treten Entmischungserscheinungen auf, und es können Umwandlungen beobachtet werden, z. B. der sog. „inverted pigeonite“. Musterbeispiele sind Skaergaard (Brown 1957), Red Hill Tasmanien (McDougall 1961) und Bushveld (Atkins 1969).

b) In vielen tholeiitischen Laven ist die Mischungslücke immer noch ausgeprägt, wenn auch oft etwas eingeengt (z. B. können Ca-ärmere Augit-Entwicklungen als bei den Intrusivgesteinen vorliegen). Entmischungs- und Umwandlungserscheinungen sind aber nicht festzustellen. Als Musterbeispiele hierfür sollen die Laven des Thingmuli/Island (Carmichael 1967) und verschiedene Vorkommen auf Hawaii (Muir u. Long 1965, Evans u. Moore 1968) angeführt werden. Die Pyroxenzusammensetzungen in allen diesen Vorkommen streuen sehr stark, lassen aber selbst innerhalb einzelner Schiffe etwa denselben Entwicklungsverlauf wie bei den Intrusiven erkennen.

c) Wenn diese Streuung der Pyroxenzusammensetzungen zunimmt, kommt man schließlich zu Gesteinen, deren Pyroxene das gesamte Feld der Mischungslücke überdecken. Muir u. Tilley (1964) sprechen hierbei von einem „quench trend“. Besser ist es aber sicher, nicht von einer metastabilen

Entwicklung zu sprechen, sondern von einer starken Streuung der Zusammensetzung von Ca-armen und Ca-reichen Pyroxenen, die zu einer Überlappung der Bereiche führt. Das Ausmaß der Streuung nimmt mit der Abkühlungsgeschwindigkeit zu, vgl. Evans u. Moore (1968). Boyd u. Schaire (1964) haben röntgenographisch gezeigt, daß solche Pyroxene, die innerhalb der Mischungslücke liegen, beginnende oder kryptoperthitische Entmischung aufweisen.

Die tholeiitischen Laven des Vogelsberges, besonders der Maintrappe, fallen in die Gruppe b) dieser Einteilung. Eine Streuung der Analysenpunkte im Pyroxentrapez (Abb. 7) ist zwar sehr ausgeprägt, aber das Feld der Mischungslücke wird nie stark überdeckt. Die Abkühlungsgeschwindigkeit war also offenbar so langsam, daß Fall c) nicht eintrat. Entsprechend sind die Korngrößen unserer Gesteine im Durchschnitt größer als die der Laven von Gruppe c). Die Quarzdolerite des Vogelsberges nehmen eine Zwischenstellung zwischen den Gruppen a) und b) ein. Es treten hier zwar Entmischungserscheinungen und sogar „inverted pigeonite“ auf, aber bei weitem nicht in dem Maß wie bei den großen Intrusivkomplexen. Die Korngröße ist größer als bei Laven, aber es wird noch nicht die der Intrusivgesteine erreicht. Ein Vergleich der Abb. 2 mit fig. 3, 4 von Evans u. Moore (1968) zeigt eine fast vollkommene Übereinstimmung der Streubereiche der Pyroxenzusammensetzungen, obwohl es sich bei dem Vorkommen von Evans u. Moore um einen Hawaii-Lavasee handelt, bei dem sicher andere Abkühlungsbedingungen als bei den Vogelsberggesteinen vorlagen. Die Thingmul-Pyroxene (Carmichael 1967) zeigen einen Trend zu eisenreicheren Zusammensetzungen, der erklärt wird durch eine entsprechende Gesteinszusammensetzung.

Daß die Al- und Ti-Gehalte der tholeiitischen Pyroxene niedriger sind als die anderer Gesteinsgruppen (Abb. 24), steht im Einklang mit den Beobachtungen an vielen Vorkommen (Kushiro 1960, Le Bas 1962).

Das Problem der Stabilitätsbereiche der Ca-armen Pyroxene soll hier nicht mehr angeschnitten werden. Auch heute sind noch nicht alle Details dieser Fragenkomplexes (vgl. Kuno 1966) gelöst. Was sich in dieser Hinsicht aus den Vogelsberg-Tholeiiten ergibt, wurde schon von Ernst u. Schorer (1969) diskutiert. Ergänzend sind hier nur — neben den Sondenanalysen — einige Beobachtungen an den Quarzdoleriten hinzugekommen (feine Entmischungslamellen im Pigeonit und bisher nur an einem Vorkommen festgestellter „inverted pigeonite“).

5.3.2. Alkalibasaltische Gesteine: Zusammenfassungen der Klinopyroxen-Entwicklung in alkalibasaltischen Gesteinsserien sind am besten zu finden bei Wilkinson (1965) und Aoki (1964) sowie Brown (1967). Der allgemein häufigste Trend im Pyroxentrapez, der auch im Vogelsberg vorliegt, ist eine Entwicklung der meist Al- und Ti-reichen Augite etwa parallel zur Diopsid-Hedenbergit-Linie, bei mehr als 40 Mol.-% CaSiO_3 und sehr selten mehr als 30 Mol.-% FeSiO_3 . In den letzten Differentiaten kommt sehr oft ein großer Anteil an Ägirinkomponente hinzu, so weit wurde die Entwicklung in der vor-

liegenden Arbeit aber noch nicht verfolgt (Ägirinaugite treten im Vogelsberg nur selten auf).

Für das Verständnis der Pyroxenkristallisation in Alkalibasalten ist die Klärung der Unterschiede zwischen Einsprenglingen und Grundmasse von großer Bedeutung. Einen wertvollen Beitrag dazu hat besonders Huckenholz (1965/1966) am Beispiel der Hoheifel-Vulkanite geleistet. Aber erst Messungen mit der Mikrosonde können alle Zusammenhänge erkennen lassen, u.a. auch den Zonarbau, über den bisher fast keine Angaben vorlagen, weil optische Messungen keine hinreichenden Aussagen über die Zusammensetzung der Titanaugite liefern. Smith u. Carmichael (1969) geben für kalifornische Trachybasalte an, daß Al und Ti in den Pyroxenkörnern stärker zum Rand hin ansteigen als Ca und Fe. Das stimmt überein mit den hier vorliegenden Beobachtungen an normalen Alkali-Olivinbasalten. Im Pyroxentrapez zeigen die Vogelsberg-Pyroxene sehr charakteristische Unterschiede zwischen Grundmasse und Einsprenglingen (Abb. 11, 20, 22). Ähnliche Beobachtungen konnte Huckenholz (1965/1966) an den Hoheifel-Vulkaniten machen. Aber bei Smith u. Carmichael (1969) überlagern sich die Felder von Grundmasse- und Einsprenglingsaugiten vollkommen. Bei den untersuchten Vogelsberg-Basalten begann die Einsprenglingskristallisation offenbar schon in größerer Tiefe (unter höherem Druck) als im Fall der kalifornischen Gesteine von Smith u. Carmichael (1969).

Al/Si- und Al/Ti-Verhältnisse der Klinopyroxene wurden von Kushiro (1960), LeBas (1962) und Aoki (1964) diskutiert. Für die Augite der Vogelsberg-Vulkanite sind sie in Abb. 24 (vgl. Abb. 16/17) dargestellt. In diesen Diagrammen erstreckt sich das Gebiet der Vogelsberg-Alkalibasalte auf jeden Fall noch in das Feld der tholeiitischen Augite nach LeBas (1962) hinein. Das wurde von Aoki (1964) auch für saure Differentiate der Alkaliserien Japans festgestellt.

Im Al/Si-Diagramm (Abb. 24) streuen alle Grundmassepyroxene in einem schmalen Streifen knapp oberhalb der Linie $Al + Si = 2,0$. Also ist Al überwiegend in tetraedrischer Koordination vorhanden. Wegen des ungenügenden SiO_2 -Angebotes der untersättigten Alkalibasaltschmelzen können die tetraedrischen Positionen nicht allein durch Si besetzt werden, sondern müssen durch Al aufgefüllt werden (auf 2,0, wenn man die Pyroxenformel mit 6 O-Atomen zugrunde legt). Daneben tritt etwas Al in oktaedrischer Koordination auf (Al_v), und zwar bei den Einsprenglingen und Rieseneinsprenglingen deutlich mehr als bei der Grundmasse. Dies wird in Form der Komponente $CaAl_2SiO_6$ (Tschermaks Molekül) eingebaut. Weniger klar ist die Beziehung von Al und Ti, die zwar auch für die Grundmassepyroxene einen etwa linearen Verlauf aufweist, aber doch stark von der Geraden $Al = 2 Ti$ abweicht (Abb. 24). Besser angenähert wird diese Gerade, wenn man statt Al_{total} nur das tetraedrisch koordinierte Al_t auftragen würde und noch besser, wenn man davon zusätzlich den Anteil an Al_v abzieht, der mit dem Al_v in Tschermaks Molekül eingebaut ist. Für das übrige Al_t und Ti gilt dann recht gut die Beziehung $Al_t = 2 Ti$.

Daher wird für den Ti-Einbau in die Pyroxene hauptsächlich mit der Komponente $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ zu rechnen sein (Yagi u. Onuma 1967, Onuma et al. 1968). Das gekoppelte Verhalten von Al und Ti deutet jedenfalls darauf hin, daß die wichtigste Substitution in diesem System nicht einfach Si—Ti und Si—Al ist, sondern $\text{MgSi}_2\text{—TiAl}_2$ entsprechend $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{—CaTiAl}_2\text{O}_6$ ¹⁾. Allerdings zeigen die violetten Farbtöne der Titanaugite, daß man auch mit Ti^{3+} rechnen muß.

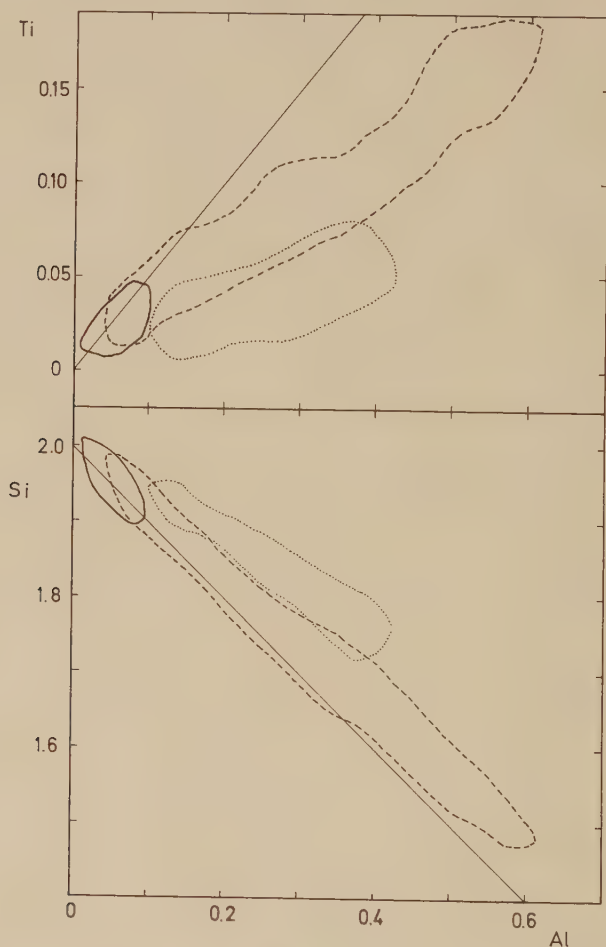


Abb. 24. Die Felder der verschiedenen Augite (Al, Ti, Si auf Basis von 6 Sauerstoffatomen berechnet): gestrichelt = Grundmassaugite der Alkalibasalte, punktiert = Einsprenglinge der Alkalibasalte, durchgezogene Linie = Augite der tholeiitischen Gesteine. Die zwei eingezeichneten Geraden sind: $\text{Si} + \text{Al} = 2,0$ (alles Al in tetraedr. Koordination) und $\text{Al} = 2 \text{ Ti}$ (Komponente $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$), siehe Text

¹⁾ Im einfachen synthetischen System $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{—CaMgTi}_2\text{O}_6$ ist dagegen nur Substitution Si—Ti anzunehmen (Schröpfer 1968, Onuma et al. 1968).

Die Einsprenglinge und besonders die Rieseneinsprenglinge enthalten mehr $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ -Komponente und weniger $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ -Komponente als die Grundmasseaugite. Dafür wird auf Grund der experimentellen Untersuchungen der hohe Druck bei ihrer Bildung verantwortlich gemacht. Clark et al. (1962) haben gezeigt, daß der Einbau von $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ in Diopsid durch Druck gefördert wird, und nach Yagi u. Onuma (1967) sinkt die Löslichkeit von $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ in Diopsid mit dem steigenden Druck ab. Nach den Experimenten von Green u. Ringwood (1967) bilden Al-reiche Klinopyroxene eine wichtige Hochdruckphase alkaliolivinbasaltischer Schmelzen. Ihre Syntheseprodukte sind nicht nur im Al-Gehalt mit unseren Rieseneinsprenglingen (Tabelle 10) vergleichbar, sondern auch dadurch, daß sie deutlich Ca-ärmer sind als die normalen Grundmasseaugite. Ähnliche Riesenkristalle Al-reicher und Ti-ärmer Augite sind aus mehreren Vorkommen beschrieben worden, z.B. von Kuno (1964), der auch auf die Hochdruckbildung hinwies. Meist sind die Kristalle stark korrodiert worden, sie waren also später in der Schmelze nicht mehr stabil und wurden von Titanaugit ummantelt. Als komagmatische Hochdruckausscheidungen können sie eine der Phasen darstellen, die durch Absaigern zur Fraktionierung der Basaltmagmen beitragen. Daneben sind an solchen Vorgängen sicher Olivine beteiligt, die nur in wenigen alkalibasaltischen Gesteinen als Einsprenglinge fehlen. Für Orthopyroxene als Hochdruckausscheidungen aus Alkalibasalten, wie sie experimentell gefunden wurden, gibt es dagegen bisher noch keine sicheren Nachweise in Vogelsberg-Vulkaniten (vgl. S. 118).

5.3.3. Petrogenetische Folgerungen: Zur Genese der Vogelsberg-Vulkanite können auf Grund der vorliegenden Untersuchung erst folgende Punkte als Diskussionsgrundlage für weitere Arbeiten angegeben werden:

Häufiges Auftreten von Lherzolithknollen in Alkalibasalten weist auf deren Entstehung durch partielles Aufschmelzen im Oberen Mantel hin. Die Olivinknollen fehlen in tholeiitischen Gesteinen.

Hochdruck-Fraktionierung, d.h. Absaigerung von Olivin und Pyroxenen bei hohem Druck, kann für die alkalibasaltischen Gesteine als ein wichtiger Vorgang der Entwicklung der verschiedenen Gesteinstypen angenommen werden.

Bei den tholeiitischen Vogelsberg-Gesteinen fehlen Hinweise auf solche Vorgänge meist vollständig. Mit Absaigerung von Orthopyroxenen, die als erste Phase kristallisierten, allerdings nicht bei sehr hohen Drucken, kann man vielleicht in einigen Fällen rechnen.

Wichtig ist in dieser Hinsicht die Feststellung, daß die Alkalibasalte eine weit größere Variationsbreite in der Zusammensetzung aufweisen als die tholeiitischen Gesteine. Das liegt an den schon genannten Fraktionierungsvorgängen der alkalibasaltischen Schmelzen bei verschiedenen Drucken während des Magmenaufstieges, in geringerem Umfang auch an Differentiationsvorgängen bei Oberflächenbedingungen (effusiv oder subeffusiv), die für einige Gesteine angenommen werden (oben dargestellt für schlierenartig auftretende Dolerite).

Die Frage ist noch offen, ob es Übergangsglieder zwischen den beiden Magmengruppen im Vogelsberg gibt — bisher fehlen eindeutige Anzeichen hierfür. Aus den vorliegenden Beobachtungen ergeben sich auch noch keine Hinweise auf Assimilationsvorgänge in größerem Umfang. Hier müssen geochemische Untersuchungen weiterhelfen.

Die bis jetzt analysierten tholeiitischen Gesteine zeigen alle sehr ähnliche Zusammensetzung: sie liegen in der Nähe des „1-atm-Schmelzminimums“ im Basalttetraeder. Es scheint sich um mehr oder weniger undifferenzierte Magmen zu handeln, die meist ohne Ausscheidung von Einsprenglingen an die Oberfläche gelangten.

6. Anhang: Untersuchungsmethoden

a) Mikroskopische Untersuchungen wurden an etwa 300 Dünnschliffen von Gesteinen aus Oberflächenaufschlüssen des Vogelsberges vorgenommen. Optische Messungen an den Pyroxenen wurden hauptsächlich mit dem U-Tisch durchgeführt, und zwar in fast allen Fällen drehkonoskopisch. Für die Genauigkeit der Achsenwinkel ergibt sich bei Einmessung beider optischer Achsen etwa $\pm 1^\circ$ (nach Kippwinkelkorrektur mittels ungefähr mit Phasenkontrastverfahren bestimmter Brechzahl). Schwieriger ist die Bestimmung der Auslöschungsschiefe, die nur bei Vorliegen von Zwillingen zu genauen Ergebnissen führt: Dann kann die Messung nach der Methode von Hess (1949, p. 630) erfolgen oder nach der Zonenmethode (Bambauer 1959), die auch auf Pigeonite ausgedehnt wurde (nach Berechnung von Auslöschungsschiefe-Kurven). Bei Titanaugiten mit starker Dispersion wurden alle Werte für grünes Licht mit $\lambda = 546$ nm angegeben (PIL-Filter, Fa. Schott). Weitere optische Messungen an den untersuchten Titanaugiten finden sich bei Schorer (1970). Gangunterschiedsmessungen wurden nur in wenigen Fällen mit Ehringhaus-Kompensatoren durchgeführt, besonders an Pyroxenen der Quarzdolerite, wo der Quarz eine genaue Schlifddickenbestimmung ermöglichte.

b) Mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde wurden an Pyroxenen in 25 ausgewählten Gesteinsproben sowie einigen Einzel-Pyroxenen die Elemente Ca, Mg, Fe, Si, Al und Ti bestimmt, die zusammen mit Sauerstoff etwa 98 bis 99 Gew.-% der untersuchten Pyroxene ausmachen. Zur Vereinfachung wurde das Na, das nur in wenigen Fällen eine Rolle spielt, weggelassen; Cr wurde auch erst qualitativ bestimmt. Neben einer Reihe von Profilen (vgl. Abb. 5, 12, 14) wurden Messungen an über 600 Analysenpunkten durchgeführt, wobei an vielen Kristallen mehrere Stellen gemessen wurden.

Als Standards für die quantitativen Messungen dienten Gläser von Pyroxenzusammensetzung, die aus SiO_2 (Quarz), CaO , MgO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 und TiO_2 (jeweils p.a.) erschmolzen wurden. Die Gläser wurden mehrmals zerkleinert und wieder aufgeschmolzen. Sie zeigten in der Sonde eine ausreichende Homogenität und Stabilität.

Um Korrekturen möglichst zu vermeiden, wurde ein Satz solcher Standards hergestellt, der den ganzen untersuchten Pyroxenbereich überdeckt.

Ergänzt wurde das System durch einige natürliche analysierte Proben. Auf dieser Grundlage wurden die Analysenwerte mit empirischen Eichkurven aus den jeweiligen Zählraten erhalten. Die Eichkurven haben sich fast immer als linear erwiesen, vor allem weil die meisten Elemente außer Si ja nur in relativ geringen Anteilen vorhanden sind. Dennoch ist die Auswertungsmethode wegen der vielen nötigen Eichkurven mit einem erheblichen Aufwand verbunden (und soll daher nicht weiter ausgebaut werden).

Wie Testmessungen an Proben mit bekannter Zusammensetzung bzw. Messungen der Standards gegeneinander zeigten, muß man in allen Fällen mit Fehlern bis zu etwa $\pm 3\%$ der Analysenwerte rechnen. Die Analysensummen $\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ lagen bei allen untersuchten Proben zwischen 96 und 101 %.

Das Eisen liegt in den Gläsern weitgehend in 3wertiger Form vor, in den Pyroxenen dagegen überwiegend 2wertig. Die dadurch entstehenden Fehler sind aber vernachlässigbar. Zählraten von FeK α eines homogenen Pyroxens und eines Glases, das aus diesem Pyroxen nach Oxydation hergestellt wurde, erwiesen sich als gleich innerhalb der Statistik (allerdings ist der Einfluß auf die Stöchiometrie evtl. zu berücksichtigen!). Alle Eisenwerte für Pyroxene, die in dieser Arbeit angegeben werden, sind natürlich Gesamt-Fe-Werte, umgerechnet in FeO.

Wichtig ist die Bemerkung, daß in keinem Fall homogene Pyroxene gefunden wurden außer einigen Rieseneinsprenglingen und den Pyroxenen der Olivinknollen. Die oft sehr starken Konzentrationsgradienten (Zonarbau) beeinflussen die Analysengenauigkeit ungünstig. Sie ergeben aber andererseits viele wichtige Aussagen.

c) Umrechnung der Pyroxenanalysen: Zunächst sei nochmals wiederholt, daß einige Nebenelemente nicht bestimmt wurden (Na, Mn, Cr), die insgesamt bis zu 1—2 Gew.-% ausmachen können. Außerdem müssen die Berechnungen alles Fe in 2wertiger Form annehmen. Die Umrechnung erfolgte mittels ALGOL-Programm an der CD 3300 im Rechenzentrum der Universität Erlangen-Nürnberg.

Die Berechnung auf der Basis von 6 Sauerstoffatomen (Pyroxenformel $(\text{WXY})_2\text{Z}_2\text{O}_6$!) wurde so vorgenommen: Nach Bestimmung der Anteile, die auf jedes Element fallen, wurde das Si der Z-Position mit Al (= Al_z) auf 2,0 aufgefüllt. In ganz wenigen Fällen war dazu auch noch Ti (= Ti_z) nötig. Das übrige Al und Ti (bezeichnet als Al_y bzw. Ti_y) sowie alle anderen Elemente wurden zu ΣWXY addiert. Dieser Wert kann zur Kontrolle der Analyse dienen, da er im stöchiometrischen Idealfall 2,0 sein muß. Bei den vorliegenden Analysen lag ΣWXY immer im Bereich von $2,00 \pm 0,06$, in den weit überwiegenden Fällen $2,00 \pm 0,02$ (wie es von Hess 1949 für eine gute Pyroxenanalyse gefordert wurde).

Die in den Tabellen (Tabelle 6, 7, 9—11) angegebenen Werte wurden erst nach den Berechnungen gerundet. Daher kann es sein, daß man aus den Ge-

wichtsprozentwerten, wie sie dort aufgeführt sind, geringfügig andere Zahlen bei der Berechnung auf 6 O-Atome erhalten würde.

Beim „Pyroxentrapez“ wurden nicht nur die Mol-Verhältnisse von Ca, Mg und Gesamt-Fe berücksichtigt, sondern nach dem Vorschlag von Oosterom (1963) auch Al_y und Ti_y . Voraussetzung war also zunächst die Ermittlung der Werte auf Basis von 6 O und der Anteile von Al_z/Al_y sowie evtl. Ti_z/Ti_y . Dann wurde jeweils die Hälfte von $Al_y + Ti_y$ zu Mg und Gesamt-Fe gezählt (Oosterom 1963, S. 253). Trotzdem wurde dies in den Tabellen und Abbildungen der Kürze halber nicht extra vermerkt, d.h. statt Mg und Fe ist eigentlich zu setzen $Mg + 0,5 (Al_y + Ti_y)$ usw.. Die Nichtberücksichtigung von Al_y und Ti_y würde sehr oft eine Lage im Pyroxentrapez oberhalb der 50 %-Ca-Linie vortäuschen.

d) Zur Nomenklatur der Klinopyroxene vulkanischer Gesteine sollen hier ein paar Anmerkungen gemacht werden: Allgemein anerkannt ist das Schema von Poldervaart u. Hess (1951). Die Grenzziehung zwischen Augit und Pigeonit ist in unseren Fällen nicht schwierig, da beide Phasen nebeneinander auftreten und in chemischer Zusammensetzung (vgl. Abb. 7) und Achsenwinkel eine breite Lücke zwischen beiden besteht. Wichtig ist dem Hinweis, daß der Begriff Augit nicht durch den Al-Gehalt festgelegt ist, sondern unabhängig von seinem Al- und Ti-Gehalt ein bestimmtes Feld im Konzentrationsdreieck $CaSiO_3$ — $MgSiO_3$ — $FeSiO_3$ umfaßt. Von dem Schema nach Poldervaart u. Hess (1951) wurde hier an einer Stelle oft abgewichen: Die Grenze Salit/Augit wurde nicht streng eingehalten, indem die Klinopyroxene der Alkalibasalte, die im Salitfeld liegen, oft als Augite bzw. als Titanaugite bezeichnet wurden (bessere Bezeichnung wäre also „Titan-Salit“ oder „Salit“). Diese Grenze, die Poldervaart u. Hess (1951) bei 45 Mol-% $CaSiO_3$ annehmen, ist keine natürlich vorgezeichnete Grenze, daher mag diese Verwischung der beiden Begriffe erlaubt sein.

e) Röntgenographische Untersuchungen wurden nur in geringem Umfang bei der vorliegenden Arbeit ausgewertet. Gitterkonstantenbestimmungen von Pyroxenen haben sich wegen des starken Zonarbaus nur in wenigen Fällen als sinnvoll erwiesen (Tabelle 10). Sie wurden nach der Methode der kleinsten Quadrate (ALGOL-Programm) durchgeführt an Hand von Daten, die aus Pulverdiagrammen mit Quarz als innerem Standard gewonnen wurden (CuK α -Strahlung, Diffraktometer). Es wurden jeweils 15—20 eindeutig indizierbare Reflexe zur Berechnung verwendet. Die Genauigkeit beträgt für a_0 , b_0 , c_0 etwa $\pm 0,002$ bis $0,004$ Å, für β etwa $\pm 0,04^\circ$. Einkristallaufnahmen (Precession-Methode, Mo-Strahlung) wurden von Pigeonit-Augit-Verwachsungen zur Klärung der gegenseitigen Orientierung der 2 Phasen hergestellt. Diese Untersuchung ist noch nicht abgeschlossen.

f) Die Auswertung der Gesteinsanalysen (Tabelle 3—5) erfolgte auch mit ALGOL-Programm am Rechenzentrum der Universität Erlangen-Nürnberg. Die CIPW-Norm wurde berechnet in der Form, wie sie z. B. von Johann-

sen (1931, p. 89—92) angegeben wird. Niggli-Werte wurden nur zu Vergleichszwecken angegeben, ohne sie zu diskutieren. Wenn nicht anders angegeben, sind die Analysen der Tabellen 3 und 5 im chemischen Laboratorium des Mineralogischen Instituts der Universität Erlangen-Nürnberg angefertigt worden.

Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde von 1967 bis 1969 im Mineralogischen Institut der Universität Erlangen-Nürnberg bei Herrn Prof. Dr. Th. Ernst ausgeführt, dem ich sehr herzlich danken möchte für die vielfache Unterstützung sowie für großzügige Überlassung von Probenmaterial und chemischen Gesteinsanalysen. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft bin ich für die Förderung der Arbeiten sehr zu Dank verpflichtet. Viele Anregungen gaben mir Diskussionen mit meinen Kollegen am Mineralogischen Institut der Universität Erlangen-Nürnberg, vor allem mit meinem Freund Dipl.-Min. H. Mörtel und Herrn Dr. W. M. Bausch. Das Manuskript wurde in dieser Form im Dezember 1969 abgeschlossen.

7. Literatur

- Aoki, K.-I., Clinopyroxenes from alkaline rocks of Japan. *Amer. Mineral.* **49** (1964), 1199—1223.
- Atkins, F. B., Pyroxenes of the Bushveldintrusion, South Africa. *Jour. Petrology* **10** (1969), 222—249.
- Bambauer, H. U., Direkte Bestimmung der Auslöschungsschiefe nach (h01) verzwillingter monokliner Kristalle von allgemeiner Schnittlage, dargestellt an Pyroxenen und Amphibolen. *Zeitschr. Krist.* **111** (1959), 421—434.
- Blaschke, R. (1965a), Zur Petrologie der Basalte von Ortenberg. Dissertation Gießen 1963, Photodruck 1965, 81 S.
- Blaschke, R. (1965b), Ein Olivin-Quarz-Dolerit aus dem Vogelsberg. Referat, Tagung d. Dt. Miner. Ges., Hannover 1965.
- Boyd, F. R., and Schairer, J. F., The system $\text{MgSiO}_3\text{—CaMgSi}_2\text{O}_6$. *Jour. Petrology* **5** (1964), 275—309.
- Brown, G. M., Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Miner. Mag.* **31** (1957), 511—543.
- Brown, G. M., Mineralogy of basaltic rocks. — In: Basalts. The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. Edited by H. H. Hess and A. Poldervaart, vol. 1, New York 1967, 103—162.
- Carmichael, I. S. E., The mineralogy of Thingmuli, a Tertiary volcano of Eastern Iceland. *Amer. Mineral.* **52** (1967), 1815—1841.
- Chayes, F., Alkaline and subalkaline basalts. *Amer. Jour. Science* **264** (1966), 128—145.
- Clark, S. P., Schairer, J. F., and de Neufville, J., Phase relations in the system $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{—CaAl}_2\text{SiO}_6\text{—SiO}_2$ at low and high pressure. *Carnegie Inst. Washington Yearbook* **61** (1962), 59—61.
- Cox, K. G., and Hornung, G., The petrology of the Karroo basalts of Basutoland. *Amer. Mineral.* **51** (1966), 1414—1432.
- Diehl, O., Mikroskopische Beobachtungen und kristalloptische Messungen an Mineralien in Basaltgesteinen der Umgebung Alsfelds in Oberhessen. *Notizbl. Ver. f. Erdk. u. Hess. Geol. LA, V. Folge, H. 6* (1924), 257—284.
- Diehl, O., Beiträge zur Kenntnis der Basalte des Vogelsberges. *Notizbl. Ver. f. Erdk. u. Hess. Geol. LA, V. Folge, H. 7* (1925), 90—103.

- Diehl, O. (1926a), Einige Beobachtungen an Basaltgesteinen im nördlichen Vogelsberg. Notizbl. Ver. f. Erdk. u. Hess. Geol. LA, V. Folge, H. 8 (1926), 239—250.
- Diehl, O. (1926b), Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt Alsfeld. 1926, 82 S.
- Diehl, O., Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt Lauterbach, 1935, 105 S.
- Diehl, O., Über Nephelindolerite im Vogelsberg. Notizbl. Hess. Geol. LA, V. Folge, H. 18 (1937), 168—176.
- Diehl, O., Der Nephelindolerit von Gunzenau im Vogelsberg. Notizbl. Hess. Geol. LA, V. Folge. (H. 19) 1938, 19—24.
- Ernst, Th., Kohler, H., Schütz, D., und Schwab, R., Über die Möglichkeiten der Entstehung der verschiedenen Basalt-Magmen-Typen im Vogelsberg (Hessen). Vortrag Tagung der Dt. Miner. Ges., Köln 1968.
- Ernst, Th., und Mörtel, H., Die Restausscheidung tholeiitischer Basalte des „Maintrapps“. N. Jb. Miner., Mh. 1969, H. 8, 362—379.
- Ernst, Th. und Schorer, G., Die Pyroxene des „Maintrapps“, einer Gruppe tholeiitischer Basalte des Vogelsberges. N. Jb. Miner., Mh. 1969, H. 3, 108—130.
- Evans, B. W., and Moore, J. G., Mineralogy as a function of depth in the prehistoric Makapuhi tholeiitic lava lake, Hawaii. Contr. Miner. Petrol. 17 (1968), 85—115.
- Green, D. H., and Ringwood, A. E., The genesis of basaltic magma. Contr. Miner. Petrol. 15 (1967), 103—190.
- Guyot, K., Der Dolerit des Hohen Berges bei Homberg a. d. Ohm. Dissertation Marburg 1915.
- Hentschel, H., Der Basalt des Meißner. 17. Sonderheft d. Zeitschr. Der Aufschluß, Heidelberg 1968, 151—165.
- Hess, H. H., Pyroxenes of common mafic magmas. Amer. Mineral. 26 (1941), 515—535 und 573—594.
- Hess, H. H., Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. Amer. Mineral. 34 (1949), 621—666.
- Holzner, J., Beiträge zur Chemie und Optik sanduhrförmiger Titanaugite. Zeitschr. Krist. 87 (1934), 1—42.
- Huckenholz, H. G., Der petrogenetische Werdegang der Klinopyroxene in tertiären Vulkaniten der Hoheifel. Beitr. Miner. Petrol. 11 (1965), 138—195, 415—448 und 12 (1966), 73—95.
- Ito, K., and Kennedy, G. C., Melting and phase relations in the plane tholeiite-hercynite-nepheline basanite to 40 kilobars. Contr. Miner. Petrol. 19 (1968), 177—211.
- Jamieson, B. G., Evidence of evolution of basaltic magma at elevated pressures. Nature (London) 212 (1966), 243—246.
- Johannsen, A., A descriptive petrography of the igneous rocks. Vol. 1, Chicago 1931.
- Jung, D., Note concerning the use and significance of the term „tholeiite“ (-tholeiite). N. Jb. Miner., Abh. 109 (1968), 267—273.
- Kuno, H., Ion substitution in the diopside-ferropigeonite series of clinopyroxenes. Amer. Mineral. 40 (1955), 70—93.
- Kuno, H., Aluminian augite and bronzite in alkali olivine basalt from Takasima, North Kyusyu, Japan. — In: Advancing frontiers in geology and geophysics (Indian Geophys. Union), 1964, 205—220.
- Kuno, H., Review of pyroxene relations in terrestrial rocks in the light of recent experimental works. Min. Jour. (Japan) 5 (1966), 21—43.
- Kushiro, I., Si—Al relations in clinopyroxenes from igneous rocks. Amer. Jour. Science 258 (1960), 548—554.
- LeBas, M. J., The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. Amer. Jour. Science 260 (1962), 267—288.
- Lehmann, E., und Flörke, W., Zweitägige Exkursion im Vogelsberg. Fortschr. Min. 27 (1950), 71—78.

- MacDonald, G. A., and Katsura, T., Chemical composition of Hawaiian lavas. *Jour. Petrol.* **5** (1964), 82—133.
- McDougall, I., Optical studies of pyroxenes in a differentiated Tasmanian dolerite. *Amer. Mineral.* **46** (1961), 661—687.
- Morimoto, N., The existence of monoclinic pyroxenes with the space group $C_{2h}^{52} - P2_1/c$. *Proc. Japan Acad.* **32** (1956), 750—752.
- Muir, I. D., and Long, J. V. P., Pyroxene relations in two Hawaiian hypersthene bearing basalts. *Miner. Mag.* **34** (1965 Tilley-vol.), 358—369.
- Muir, I. D., and Tilley, C. E., Iron enrichment and pyroxene fractionation in tholeiites. *Geol. Jour. (Manchester and Liverpool)* **4** (1964), 143—156.
- O'Hara, M. J., Primary magmas and the origin of basalts. *Scottish Jour. Geol.* **1** (1965), 19—40.
- Onuma, K., Hijikata, K., and Yagi, K., Unit cell dimensions of synthetic titan-bearing clinopyroxenes. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV (Geology and Mineralogy)*, **14** (1968), 111—121.
- Oosterom, M. G., The ultramafites and layered gabbro sequences. *Leidse Geol. Mededel.* **28** (1963), 177—296.
- Pfisterer, H., Die Basalte der südwestlichen Ausläufer des Vogelsberges rechts der Mainlinie. *N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd.* **40** (1916), 1—50.
- Poldervaart, A., and Hess, H. H., Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. *Jour. Geol.* **59** (1951), 472—489.
- Ruegg, N. R., Use of the angle A_1^c in optical determination of the composition of augite. *Amer. Mineral.* **49** (1964), 599—606.
- Schorer, G., Sanduhrbau und Optik von Titanaugiten alkalibasaltischer Gesteine des Vogelsberges. *N. Jb. Miner., Mh.* 1970, 310—325.
- Schottler, W., Die Basalte der Umgegend von Giessen. *Abh. Großherzogl. Hess. Geol. Landesanst., Bd. IV*, H. 3 (1908), 321—491.
- Schottler, W., Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt Hungen, 1921, 106 S.; Blätter Nidda und Schotten, 1924, 131 S.; Blatt Herbstein, 1928, 107 S.
- Schottler, W. (1931a), Der Bau des Vogelsberges. *Notizbl. Ver. f. Erdk. u. Hess. Geol. LA*, V. Folge, H. 13 (1931), 16—61.
- Schottler, W. (1931b), Erläuterungen zur Geol. Karte von Hessen 1:25000, Blatt Ulrichstein, 1931, 105 S.
- Schottler, W., Der Vogelsberg. *Notizbl. Hess. Geol. LA*, V. Folge, H. 18 (1937), 3—86.
- Schröpfer, L., Über den Einbau von Titan in Diopsid. *N. Jb. Miner., Mh.* 1968, 444—453.
- Schütz, D., Petrographisch-geochemische Untersuchungen an Olivinknollen verschiedener Vorkommen. *N. Jb. Miner., Abh.* **106** (1967), 158—190.
- Schwantke, A., Über eine interessante Verwachsung von monoklinem und rhombischem Augit im Basalt. *Zbl. Miner. etc.*, 1902, 15—49.
- Schwantke, A., Die Basalte in der Gegend von Homberg a. d. Ohm, insbesondere der Dolerit des Hohen Berges bei Ofleiden. *N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd.* **18** (1904), 460—527.
- Schwantke, A., Über Verwachsungen von monoklinem Augit mit Olivin. *Sitzungsber. d. Ges. z. Beförd. d. ges. Naturw. zu Marburg*, 1905, 14—17.
- Smith, A. L., and Carmichael, I. S. E., Quaternary trachybasalts from Southeastern California. *Amer. Mineral.* **54** (1969), 909—923.
- Streckeisen, A., Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Miner., Abh.* **107** (1967), 144—240.
- Tilley, C. E., Some aspects of magmatic evolution. *Quarterly Jour. Geol. Soc. London*, **106** (1950), 37—61.
- Tilley, C. E., The leucite nepheline dolerite of Meiches, Vogelsberg, Hessen. *Amer. Mineral.* **43** (1958), 758—761.
- Wedepohl, K. H. (1968a), Die tertiären basaltischen Gesteine im nördlichen Hessen und südlichen Niedersachsen. 17. Sonderheft zur Zeitschrift *Der Aufschluß*, Heidelberg 1968, 112—120.

- Wedepohl, K. H. (1968b), Tertiärer Vulkanismus und Magmenentwicklung im südlichen Niedersachsen und nördlichen Hessen. Vortrag, Tagung der Dt. Miner. Ges., Köln 1968.
- Wenz, W., Grundzüge einer Tektonik des östlichen Teils des Mainzer Beckens. Abh. Senckenb. Naturf. Ges. Frankfurt/M. **36** (1914), 73—107.
- White, R. W., Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii. Contr. Miner. Petrol. **12** (1966), 245—314.
- Wiegel, H. (1907a), Petrographische Untersuchung der Basalte des Schwäbmerlandes bis an den Vogelsberg. N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd. **23** (1907), 345—405.
- Wiegel, H. (1907b), Die Verwitterungserscheinungen des basaltischen Olivins, insbesondere das rote Mineral und einige Verwachsungen von rhombischem mit monoklinem Augit. Zbl. Miner. etc., 1907, 372—382.
- Wilkinson, J. F. G., Clinopyroxenes from alkali olivine-basalt magma. Amer. Mineral. **41** (1956), 724—743.
- Wilkinson, J. F. G., The petrography of basaltic rocks. — In: Basalts. The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. Edited by H. H. Hess and A. Poldervaart, vol. 1, New York 1967, 163—214.
- Yagi, K., and Onuma, K., The join $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ and its bearing on the titanaugites. Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV (Geology and Mineralogy), **13** (1967), 463—483.
- Yoder, H. S., and Tilley, C. E., Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. Jour. Petrol. **3** (1962), 342—532.

Anschrift des Verfassers:

Dipl.-Min. Dr. Gerd Schorer, Mineralogisches Institut der Universität
Erlangen-Nürnberg, 852 Erlangen, Schloßgarten 5a.

Lebenslauf

Am 20.12.1942 wurde ich, Gerd Schorer, als Sohn des Elektro-Ingenieurs Ludwig Schorer und seiner Ehefrau Anneliese, geb. Fincke, in Nordhausen am Harz geboren. Von 1948 - 1950 besuchte ich die Volksschule in Wallenried bei Mindelheim und von 1950 - 1952 die Volksschule in Nürnberg. 1952 trat ich in die Dürer-Oberrealschule in Nürnberg ein, und 1961 legte ich dort die Reifeprüfung ab.

Im Wintersemester 1961 begann ich mit dem Studium der Mineralogie an der Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg. Die Diplom-Mineralogen-Vorprüfung legte ich hier am 12.11.63 ab und die Diplom-Mineralogen-Hauptprüfung am 3.Mai 1967 mit dem Gesamturteil "Mit Auszeichnung".

Die vorliegende Arbeit wurde am Mineralogischen Institut der Universität Erlangen-Nürnberg unter der Leitung von Herrn Prof.Dr.Th.Ernst ausgeführt in der Zeit von Mai 1967 bis August 1969.

